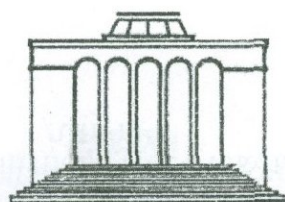


ДАВИД ДЖЕРБАШЯН



**ПЕТРОЛОГИЯ ЛАВ
ВУЛКАНА АРАГАЦ**



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ԴԱՎԻԹ ՍՏԵՓԱՆԻ ԶԵՐԲԱՇՅԱՆ

ԱՐԱԳԱԾ ՀՐԱԲՈՒԽԻ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԼՈԳԻԱՆ

ԵՐԵՎԱՆ

ՀՀ ԳԱԱ «ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ» ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
2010

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ДАВИД СТЕПАНОВИЧ ДЖЕРБАШЯН

ПЕТРОЛОГИЯ ЛАВ ВУЛКАНА АРАГАЦ

ЕРЕВАН
ИЗДАТЕЛЬСТВО "ТИТУТЮН" НАН РА
2010



5696

УДК 552
ББК 26.303
Д 408

**Печатается по решению Ученого Совета
Института геологических наук НАН РА**

Ответственный редактор член-корр. НАН РА,
доктор геолого-минералогических наук Р.Л.Мелконян
Рецензент академик НАН РА,
доктор геолого-минералогических наук Р.Т.Джрбашян

Джрбашян Д.С.

Д 408 Петрология лав вулкана Арагац. Ер.: Изд-во "Титутюн", 2010, 128с.

В монографии приведены результаты многолетних комплексных петрографо-минералогических, петрохимических, геохимических исследований базальт-андезит-дацитової ассоциации лав вулкана Арагац. Особое место занимают результаты, впервые проведенных исследований магматических включений-расплавных, кристаллических, флюидных. Установлены характер родства различных членов ассоциации, источники магмогенерации и составы исходных расплавов, Р-Т условия их генерации, механизм эволюции арагацких расплавов. Предложена новая-комбинированная петрогенетическая модель формирования лав вулкана Арагац.

Проведен сравнительный анализ химизма новейших лав средне-основного составов Малого Кавказа и восточной части Армянского нагорья.

Книга представляет интерес для петрологов, вулканологов, минералогов и геохимиков.

УДК 552
ББК 26.303

ISBN 978-5-8080-0810-6

© Издательство "Титутюн" НАН РА, 2010

ОТ РЕДАКТОРА

Проблема петрогенезиса базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций и прежде всего наиболее широко представленных в ней андезитов является одной из актуальных и в то же время дискуссионных в современной петрологии. К настоящему времени разработан ряд петрологических моделей андезитообразования, в основу которых положены различные петрогенетические процессы – кристаллизационная дифференциация, различная степень парциального плавления единого источника, контаминация базальтового расплава коровым (сиалическим) материалом и т.д. Все эти варианты будучи возможными в общетеоретическом плане требуют своего доказательного обоснования в каждом конкретном случае. Эта проблема весьма актуальна и для Кавказа в целом, где процессы андезитообразования происходили в течение всей мезокайнозойской и особенно позднеллоцен-четвертичной истории его развития. Характерным таким примером является базальт-андезит-дацитовая ассоциация вулкана Арагац, сформированная в коллизионном этапе развития Малого Кавказа. Арагац (выс. 4090 м) – крупнейший на Малом Кавказе новейший вулканический центр в течение уже более века является полигоном для проведения геоморфологических, геологических, вулканологических, петрологических и др. исследований, результаты которых нередко становились предметом оживленных дискуссий.

В начале 80-ых годов прошлого столетия начался новый этап петрологических исследований вулканитов Арагаца. К этому времени в ряде научных центров (Москва, Новосибирск) были проведены комплексные исследования магматических (расплавных, флюидных) включений, результаты которых позволили получить принципиально новую информацию для расшифровки процессов петрогенезиса магматических образований. Проведение подобных исследований оказалось наиболее многообещающим в областях проявления новейшего и современного вулканизма, характеризующихся, в частности, широким спектром вещественного состава его продуктов и отсутствием наложенных вторичных процессов. С этих позиций, а также учитывая геолого-тектоническую позицию Арагаца и неоднозначность существовавших петрогенетических моделей его формирования, вулкан Арагац являлся прекрасным объектом для постановки подобных работ. Монография Д.С.Джержашяна является итогом его многолетних (1982-1995гг) комплексных петрологических исследований лав Арагаца, основанных главным образом на результатах изучения магматических включений. Следует отметить, что основная часть этих исследований была проведена на разработанной и изготовленной Д.С.Джержашяном микротермокамере (авторское свидетельство СССР №

1447252), которая отличается от известных подобных установок рядом существенных преимуществ. Этим обстоятельством было продиктовано письменное обращение руководства ИГЕМ АН СССР и ГЕОХИ АН СССР к директору ИГН АН Армянской ССР с просьбой о предоставлении чертежей термокамеры Д.С.Джержбашяна для ее изготовления и использования в этих институтах (см. приложения к монографии).

Исследования Д.С.Джержбашяна, к сожалению, не были полностью завершены из-за неожиданной его кончины, но составленный им план диссертационной работы, текстовый материал всех глав, рисунки и таблицы к ним позволили представить их в виде монографии и подготовить ее к изданию. Не исключено, что внимательный читатель обнаружит некоторые недочеты и упущения в оформлении работы, которых трудно было избежать в данном случае. Несмотря на большой срок, прошедший после исследований Д.С.Джержбашяна, его петрологические построения и на сегодняшний день являются наиболее аргументированными и убедительными. Разумеется, для петрологических выводов автора немаловажное значение могли иметь результаты разнотипных изотопных исследований лав Арагаца, однако их проведение в тот период было резко лимитировано объективными причинами. В этом аспекте можно отметить, что в связи с планируемым строительством второй очереди Армянской атомной электростанции, в ареале Арагацской вулканической области, проведены комплексные геологические, в том числе изотопно-геохимические исследования, еще не опубликованные результаты которых могут пролить дополнительный свет на петрогенезис лав Арагаца.

Монография Д.С.Джержбашяна является итогом соответствующего этапа петрологических исследований Арагаца. С учетом временного фактора, прошедшего с кончины Д.С.Джержбашяна, в работу могли быть включены новые материалы, в том числе петрологические, по вулканизму Армянского нагорья в целом, опубликованные к настоящему времени в различных зарубежных журналах, однако в этом случае эта была бы уже другая работа.

Публикация монографии Д.С.Джержбашяна даст возможность ознакомить широкий круг исследователей Армении и зарубежных стран с результатами работ многообещающего, но так рано ушедшего из жизни, прекрасного человека и ученого.

Уверен, что новый этап петрологических исследований новейшего вулканизма восточной части Армянского нагорья и, в частности, вулкана Арагац будет осуществлен уже в ближайшие годы молодым поколением наших петрологов и вулканологов.

Считаю своим приятным долгом выразить благодарность операторам Н. А. Габриелян и С. В. Амирагян за компьютерный набор текста монографии.

Член-корр. НАН РА, доктор геол.-мин. наук Р.Л.Мелконян

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения андезитовых поясов, представленных преимущественно известково-щелочными сериями, одна из ключевых задач современной петрологии. Особенность ее заключается не только в масштабности известково-щелочного вулканизма и близости его химизма среднему составу земной коры, но и приуроченностью большинства подобных серий к таким важным элементам литосферы, каковыми являются островные дуги, окраины континентов и зоны коллизии.

Существующие в настоящее время гипотезы связывают генерацию андезитовых (трахиандезитовых) расплавов с реализацией различных петрогенетических механизмов: кристаллизационной дифференциацией и (или) контаминацией коровым веществом исходной базальтовой магмы, непосредственно селективным плавлением мантийного вещества эклогитов, а также нижней коры, предварительно претерпевшей метаморфизм в амфиболитовой фации.

Обилие петрогенетических моделей является, по-видимому, следствием не только многообразия петрогеохимической специфики соответствующих вулканических проявлений и различия в методологии их изучения, но и отражением незавершенности самого процесса выработки исчерпывающей, на сегодняшний день, концепции андезитообразования.

Собственно орогенные андезиты обычно существуют в пределах единых вулканических комплексов с породами иного состава, слагая совместно с ними более или менее непрерывные ассоциации. Среди последних к настоящему времени основательно изучены, как с точки зрения происхождения исходных магм, так и механизмов магматической эволюции, орогенные вулканы с однотипным характером петрогеохимической специализации всех слагающих пород (бонинитовым, толентовым, известково-щелочным или шошонитовым) и локализованные в островодужных и окраинно-континентальных геодинамических обстановках.

Относительно менее детально разработаны схемы петрогенезиса андезитовых серий в более сложной, комбинированной коллизионной обстановке. При этом, среди последних наименее изучены геологически единые вулканические комплексы, сформированные разными генетическими типами расплавов.

Хорошим примером подобных, неоднозначно классифицируемых с точки зрения вещественного состава отдельных членов базальт-андезит-дацитовых ассоциаций, образованных в условиях континентальной коллизии, является фрагмент так называемого андезитового пояса Кавказа, представленный в пределах Армении цепью крупных вулканических массивов, протягивающихся дугообразно с северо-запада на юго-восток. Среди последних особое место по объему и разнообразию вулканического материала, сложности морфологии

и геологической позиции принадлежит вулкану Арагац, который и был выбран в качестве основного объекта наших исследований.

Актуальность проведенного исследования обусловлена отсутствием однозначной диагностики генетических аспектов формирования базальт-андезит-риолитовых ассоциаций в целом и, в частности, андезитового магматизма, широко распространенного в коллизионных зонах, а также необходимостью разработки аргументированной петрогенетической модели формирования вулкаников Арагаца и оценки применимости той или иной теоретической модели магомгенерации к магматизму Арагаца.

Основной целью работы являлась разработка петрогенетической модели формирования базальт-андезит-дацитов ассоциации пород на примере Арагацского вулканического комплекса, являющегося типичным представителем новейшего (N_2 -Q) коллизионного магматизма Армении.

Достижение этой цели реализовалось решением следующих задач:

- типизация вулкаников с выявлением их специфичных и универсальных характеристик в ряду соответствующих вулканических проявлений;
- определение типа родства различных членов ассоциации, отличающихся своей петрохимической спецификой, в частности, принадлежащих разным рядам щелочности;
- расшифровка генетических аспектов формирования магм (источники магомгенерации, составы исходных расплавов, геодинамические обстановки их образования).

Разумеется, все обозначенные выше вопросы не могли быть равнозначно и исчерпывающе решены в рамках данного исследования, однако выполненная работа существенно дополняет имеющиеся представления о новейшем коллизионном вулканизме Малого Кавказа.

В основу работы положен фактический материал, полученный автором в результате полевых и лабораторных исследований вулкаников Арагацского комплекса за период 1982-90г.г., а также аналитического изучения образцов, любезно предоставленных Ю.Г.Гукасяном.

Из всей совокупности собранного автором и заимствованного каменного материала (более 200 образцов) было отобрано около 30 представительных пород, комплексно изученных методами петрографии, петрохимии, минералогии и термоварогеохимии. В целом, детально изучено более 200 шлифов и около 100 плоскополированных пластинок. Использованы также данные порядка 300 частичных и полных силикатных анализов пород, минералов и закаленных в эксперименте стекол. Составы пород определены классическим химическим методом (ГЕОХИ РАН, ГИН РАН, Москва). Составы минералов и закаленных стекол гомогенизированных расплавных включений определены на микроанализаторе CAMEBAX microbeam (ГЕОХИ РАН). 26 определений микроэлементного состава вулкаников выполнены методами спектрометрии с индуктивной плазмой, рентгенофлуоресцентным анализом (ИЛС РАН), количественным спектральным анализом (ГИН РАН, ИГН НАН Армении).

Изотопный состав Sr четырех образцов определен в ИГН НАН Армении. Фактической основой работы являются также результаты более 200 термометрических и криометрических экспериментальных исследований магматических включений в минералах-вкрапленниках.

Работа выполнена в Лаборатории петрологии ИГН НАН Армении.

Автор выражает свою глубокую благодарность научному руководителю работы, доктору геол.-мин. наук Р.Л.Мелконяну за постоянное содействие и обсуждения в процессе написания работы.

Большая помощь при проведении работы была оказана автору кандидатом геол.-мин. наук Л.В.Данюшевским (ГЕОХИ РАН), совместно с которым, в частности, были проведены экспериментальные исследования магматических включений в минералах.

Автор неоднократно пользовался ценными рекомендациями кандидата геол.-мин. наук Б.П.Романчева, Р.Магакяна (ГЕОХИ РАН), доктора геол.-мин. наук Б.М.Меликсетяна, кандидата геол.-мин. наук А.Х.Мнацаканян, доктора геол.-мин. наук Р.Т.Джрвашяна.

Весьма полезными были научные консультации по отдельным вопросам с кандидатом геол.-мин. наук Н.Ф.Красовым, доктором геол.-мин. наук И.Т.Бакуменко (ИГиГ СО РАН), кандидатами геол.-мин. наук К.Г.Шириняном, К.И.Карапетяном, И.К.Никогосяном и З.О.Чибухчяном.

Большая помощь в проведении полевых работ и сборе каменного материала была оказана автору кандидатом геол.-мин. наук Ю.Г.Гукасяном.

Пользуясь случаем автор выражает всем перечисленным коллегам свою искреннюю признательность и благодарность.

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРАГАЦКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ)

Продуктами вулканической деятельности новейшего плиоцен-четвертичного этапа покрыто около 18 тыс. кв. км. площади Республики Армения, т. е. более 60% ее территории (Ширинян, 1970). Наиболее распространены базальт-андезит-дацитовые ассоциации вулканитов с преобладанием пород среднего состава. Эти породы слагают крупные вулканические нагорья – Кечутское, Арагацкое, Гегамское и др., являющиеся составными частями протяженного "андезитового пояса" Малого Кавказа. Особое место в отмеченном ряду вулканических сооружений по масштабности излияний, сложности строения и специфике структурно-тектонической позиции принадлежит вулкану Арагац (рис.1.1)^{х)}.

^{х)} Вместо приведенной автором в рукописи схематической геологической карты Арагацкой вулканической области Ю.Г.Гукасяна, мы сочли возможным представить в монографии новую версию этой карты (Чернышев и др., 2002) (Ред.).

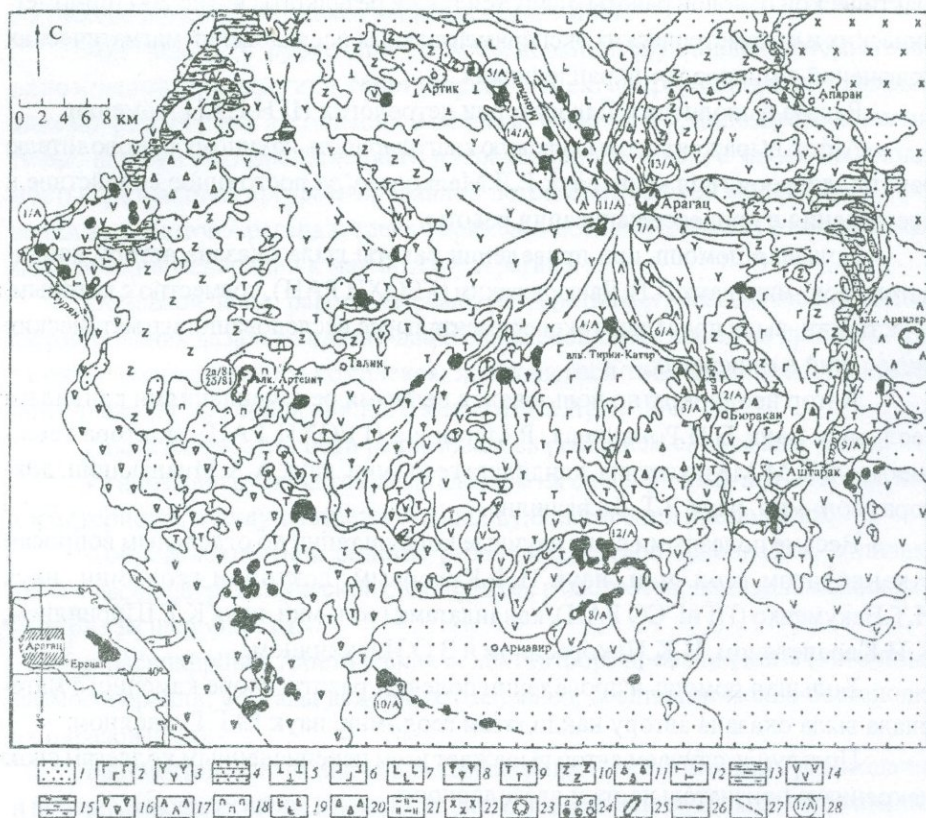


Рис. 1.1. Схематическая геолого-вулканологическая карта Арагацкой вулканической области (Чернышев и др., 2002).

1- аллювиальные, делювиальные, флювиогляциальные отложения; 2- андезибазальты авгит-оливиновые и двупироксеновые; 3- дациты двупироксеновые; 4- озерные отложения (Апаранская котловина); 5- туфы и туфолавы (игнимбриты) андезит-дацитов (верхний горизонт); 6- андезибазальты и андезиты; 7- базальты авгит-оливиновые; 8- дациты двупироксеновые; 9- игнимбриты и туфолавы (средний горизонт); 10- андезиты и дациты двупироксеновые; 11- андезиты; 12- пемзовые туфы (анийский горизонт); 13- озерные отложения (Ширакская котловина, верхняя часть); 14- андезибазальты и андезиты; 15- озерные отложения (Ширакская котловина, нижняя часть); 16- андезибазальты и андезиты; 17- вулканы нерасчлененные (андезибазальты, андезиты, дациты, пирокласты); 18- риолиты, обсидианы, перлиты; 19- оливиновые платобазальты; 20- вулканогенно-обломочные образования; 21- глинистые, гипсо-соленосные отложения; 22- метаморфический комплекс; 23- кратеры полигенных вулканов; 24- моногенные вулканы: а – шлаковые конусы, б – лаво-шлаковые конусы, в – лавовые конусы; 25- риолитовые куполовидные вулканы; 26- основные направления лавовых потоков; 27- разломы (предполагаемые); 28- точки опробования.

Морфологически Арагацкий массив представлен огромной щитовидной постройкой с диаметром основания 30-40 км и относительной высотой до 3 км. Четыре вершины, венчающие этот щит, являются, согласно некоторым представлениям (Бальян, 1949, 1962), предполагаемыми останцами разрушенного конуса. Наивысшая точка массива соответствует северной вершине (4090 м). Кратер вулкана, располагающийся между вершинами, превращен эксплозивными процессами и ледниковой эрозией в крупную циркообразную впадину диаметром до 3 км и глубиной около 600 м.

Арагацкая вулканическая область характеризуется тесным и сложным взаимоотношением полигенного (кратер вулкана Арагац) и ареального многовыходного (шлаковые, лавовые, куполовидные, линейные центры излияний на периферии и на склонах вулкана) типов вулканизма (Гукасян, 1985², Карапетян, 1969). В целом, в пределах массива насчитывается до 150 крупных и мелких вулканических центров, из них 30 на склонах стратовулкана, остальные на окружающих периферических плато (Ширинян и др., 1981). Подавляющее большинство центров ареального типа по характеру своей деятельности являются моногенными, при этом продукты вулканизма представлены лавовыми потоками, экструзиями и эксплозивными образованиями с преобладанием первых по объему и широким площадным развитием последних (Гукасян 1985² и др.). Среди вулканокластов выделяются как спекшиеся образования - игнимбриты (Карапетян, 1985¹, 1985²), туфы и туфолавы (Ширинян, 1961), так и рыхлые (пемзы, вулканические бомбы, лапилли, пенлы, пески) при этом генерация основного объема спекшихся разностей связывается с деятельностью либо главного кратера стратовулкана (Лебедев, 1931; Амарян, 1964, 66 и др.), либо повочных шлаковых конусов (Асланян, 1956; Паффенгольц, 1938), либо и повочных, и периферических центров трещинного типа (Заварицкий, 1947; Ширинян, 1957 и др.).

Всего на поверхность было вынесено по меньшей мере 860 куб. км лавового материала и пирокластики (Гукасян, 1985²) с преобладанием пород среднекислого состава.

Стадийность вулканического процесса характеризовалась четырьмя фазами (этапами) активности (Гукасян, 1985^{1,2}), геохронологически охватывающими верхнеплиоцен (апшерон)- верхнечетвертичный временной отрезок (Амарян, 1964; Асланян, 1950 и др.)^{*)}. По данным изучения петрохимии пород в пределах каждого из первых трех этапов фиксируется последовательная гомодромная смена вулканитов основного, среднего и кислого составов от андезибазальтов^{xx)} (базальтов) до дацита (Гукасян, 1985²). Последний четвертый этап представлен лавами только андезибазальтового состава. Наиболее протяженным по гамме пород является третий этап вулканизма, в начале которого

^{*)} Проведенная позднее К-Аг-ая датировка Арагацкого вулканического центра (Чернышев и др., 2002) позволила установить временной диапазон его активности ~400 тыс. лет-от 0.92 Ма до 0.45 Ма (Ред.)

^{xx)} По номенклатуре TAS андезибазальты соответствуют базальтовым андезитам, а среди андезитов и дацитов отмечаются трахитоидные разности (Ред.).

отмечается единственное для Арагацкого массива проявления магматизма базальтового состава, приуроченное к северному склону вулкана.

Показательно, что в субфации текучих лав нередко фиксируются случаи постепенного перехода между соседними членами в ряду от базальтового андезита до дацита, устанавливаемые как по простираению, так и по мощности лавовых потоков (Гукасян, 1985², Лебедев, 1931). Реже отмечаются плавные переходы между продуктами близкого состава, но различной фациальной принадлежности, в том числе между текучими лавами и игнимбритами, соответствующими одному и тому же акту извержения (Лебедев, 1931; Ширинян, 1970). В то же время, как показывает анализ литературных данных и подтверждают наши наблюдения, с центрами, контролирующими излияния базальтов, не связаны поступления продуктов более кислого состава.

Петрографически для всех пород комплекса установлен котектический характер интрателлурической минеральной ассоциации ($Pl+CPx+Mt+Ol+OPx$) при постоянном преобладании плагиоклаза над цветными минералами, сквозном характере клинопироксеновой фазы, практически полном отсутствии ромбического пироксена в базальтах, постепенной смене оливина ромбическим пироксеном на ликвидусе андезибазальтов, скудности магнетитовой вкрапленности в основных по составу вулканитах и появлении небольших количеств биотита и, реже, амфибола - в кислых.

Структуры пород варьируют от афировых (за исключением андезитов) до порфирировых. В андезибазальтах, андезитах и андезидацитах часто отмечается также сериально-порфировая структура. Содержание нераскристаллизованного стекла в базисе последовательно возрастает от основных пород к кислым. Соотношение вкрапленников и основной массы, выраженное в объемных процентах, колеблется в интервале 20:80-40:60, достигая максимума в средних по составу вулканитах.

По данным минералогических исследований (Лебедев, 1931; Ширинян, 1973; Гукасян, 1977, 1985² и др.) основанных на результатах анализов мономинеральных фракций химическим методом, а также на данных рентгенометрических и оптических исследований содержание форстеритовой составляющей в оливинах варьирует в интервале 74.4-80.8 мол. %, анортитовой составляющей в плагиоклазах 30-50 мол.%. Вариации главных компонентов в пироксенах следующие: $En-64,4-75,5$; $Fs-21,6-30,4$; $Wo-3,1-6,1$ мол.% - в ромбическом и $En-40,1-52,5$; $Fs-13,1-18,5$; $Wo-31,8-44,1$ мол.% - в моноклинном. Химизм и фазовый состав оксидной фазы свидетельствует о ее принадлежности к титаномagnetиту, претерпевшему высокотемпературный распад с образованием фаз, соответствующих ильменит-гематитовому и ульвошпинель-магнетитовому изоморфным рядам.

Эти данные позволяют конкретизировать качественный состав (номенклатуру) парагенетических ассоциаций минералов-вкрапленников по отдельным породам. Для базальтов характерна лаврадор-авгит-хризолитовая ассоциация, в андезибазальтах устанавливаются три парагенезиса: лаврадор-авгит-хризолит, лаврадор-авгит-хризолит-бронзит, лаврадор-авгит-бронзит, в андезитах отме-

чается андезин-авгит-бронзит (реже гиперстен)-титаномагнетитовая сокристаллизация; дациты характеризуются андезин-авгит-гиперстен (реже бронзит)-титаномагнетитовой минеральной ассоциацией.

Во всех членах серии присутствуют высокомагнезиальные разновидности цветных силикатов, вариации же химизма фенокристаллов связываются в основном с очередностью кристаллизации и количественным соотношением минеральных фаз на ликвидусе конкретной петрохимической группы пород (Гукасян, 1985²).

Изучению микроэлементного состава арагацких вулканитов было посвящено весьма ограниченное число печатных и рукописных работ (Гукасян, 1985²; Попов и др., 1987 и др.) и лишь одна из них (Попов и др., 1987) базировалась на результатах количественных методов анализа, причем в исследованной выборке отсутствовали образцы базальтового состава.

В целом, в пределах каждой серии отмечается последовательное снижение содержаний элементов группы железа и возрастание концентраций большинства редких элементов от основных пород к кислым (Гукасян, 1985²; Попов и др., 1987). Наблюдаемые тренды редких элементов позволили предположить генетическое родство разных по составу вулканитов комплекса (Гукасян, 1985²).

По особенностям вещественного состава рассматриваемые вулканические образования отнесены к высококалийным, умеренно и субщелочным сериям (Попов и др., 1987; Лордкипанидзе, 1980; Меликсетян и др., 1975 и др.) и обнаруживают определенное петрогеохимическое сходство с аналогами из фанерозойских подвижных поясов. Региональная специфика плиоцен-четвертичных вулканитов Кавказа и вулкана Арагац в том числе заключается в относительно более высоких содержаниях Na и низких - тяжелых РЗЭ и Y (Попов и др., 1987).

Вместе с тем, по ряду признаков, в частности, высоким концентрациям R, легких РЗЭ, Zr, Hf и др. арагацкие вулканиты близки с породами рифтогенных серий, отличаясь от последних более низкими содержаниями Fe, Ti и высокими - Al.

Петрохимические характеристики изучаемых пород наиболее близки к некоторым одновозрастным образованиям Андийской континентальной окраины, а также к субщелочным вулканитам Срединного хребта Камчатки (Попов и др., 1987 и др.).

Интерпретация структурно-тектонической позиции Арагацкого комплекса до сих пор является предметом дискуссий, однако во всех публикациях, за исключением работы (Паффенгольц, Тер-Месропян, 1964), где Арагац считается брахиантиклиналью в олигоценовой вулканогенной толще, признается вулканическая природа массива с формированием его в позднеорогенном и, частично, главном орогенном (N_2 -Q) циклах тектоно магматического развития региона (Габриелян и др., 1968; Милановский, 1965; Попов и др., 1987 и др.). С позиции геосинклинальной теории ареалы новейшего вулканизма в пределах Малого Кавказа считались пространственно сопряженными с бывшими гео-

синклинальными прогибами, заполненными мезозойскими вулканитами, а характер петрогеохимической специализации продуктов вулканизма, по мнению некоторых исследователей (Попов и др., 1987), обуславливается их удаленностью от осевых частей этих прогибов: истощенность мантийных источников исходных магм в отношении легкоплавких литофилов последовательно снижается от осей геосинклиналей к краевым областям с окаймляющим блоком. В этом отношении мантийные источники арагцского вулканизма менее деплетированы по сравнению с мантийными источниками магматизма Ахалкалакского нагорья, Арарата и других сопредельных областей (Попов и др., 1987).

Независимо от существующих схем структурно-тектонического районирования, почти во всех публикациях подчеркивается исключительно важная контролирующая роль в процессе становления вулкана Арагац Транскавказского поперечного поднятия (Милановский, Короновский, 1973; Милановский, 1965; Хаин, 1949), а часть исследователей (Тукасян, 1985², Карапетян, 1969) склоняются к мысли о пространственном контроле вулкана одновременно двумя структурными (вулcano-структурными) поясами субмеридианального (Транскавказское поперечное поднятие) и общекавказского (Северная вулканическая дуга, контролируемая Анкавано-Сюникским разломом) простираения (Карапетян, 1969; Габриелян и др., 1968; Ачикгезян, 1985 и др.).

В связи с развитием идей мобилизма намечился принципиально иной подход к изучению и объяснению геологической ситуации в пределах Малокавказского региона (Лордкипанидзе, 1980; Ачикгезян, 1985; Адамия и др., 1981; Зоненшайн, Сазостин, 1979; Вардапетян, 1979; Мурадян, 1981 и др.). Согласно плейт-тектоническим реконструкциям, последний трактуется как область последовательного сближения ($J - P_2$) и в конечном счете коллизии ($P_2 - Q$) двух гигантских литосферных плит-Евразийской на севере и Африко-Аравийской на юге. При этом в зоне столкновения выделяется и серия более мелких фрагментов литосферы — микроплит и блоков. Было показано, что вулканические проявления обнаруживают тесную связь с границами микроплит, а состав пород определяется типом этих границ. На основании актуалистического подхода, исходя из петрохимических особенностей вулканитов и геологической ситуации их локализации, были предложены те или иные обстановки их формирования. В частности, было высказано общее для региона предположение, что вулcano-плутоническая ассоциация так называемого андезитового пояса Малокавказского, сформированного на протяжении эоцен-четвертичного времени, может рассматриваться в качестве следствия процессов субдукции.

Вместе с тем, субдукционная модель не согласуется с геодинамическими особенностями развития новейшего известково-щелочного вулканизма на территории Малокавказского, где в N-Q время однозначно установлен континентально-коллизийный геодинамический режим. Субдукционной модели противоречит также локализация части андезитовых проявлений в поясах, развивавшихся в режиме растяжения (Арагцское, Араратское и др. вулканические проявления в пределах Транскавказского поперечного поднятия). В вулкани-

ческих комплексах Гегамского и Сюникского нагорий также, согласно некоторым исследованиям (Трифонов, 1983), установлены области декомпрессионного характера.

Для объяснения обозначенных противоречий в рамках плейт-тектонической концепции высказывались идеи "остаточной" субдукции реликтов океанической коры Южно-Анатолийско-Загросского бассейна и активизации бывших палеогеновых островодужных очагов в неоген-четвертичном периоде (Лордкипанидзе, 1980; Казьмин и др., 1987), использовались категории шоловой тектоники микровлоков земной коры (Абрамович, Клушин, 1987). При этом приуроченность части андезитовых серий к поперечным альпийскому поясу декомпрессионным зонам объяснялась пересечением последних вулканоструктурными поясами общеальпийского простираения, развивающимся в режиме сжатия и являющимся проводниками известково-щелочных расплавов, в то время как субмеридиональные структуры контролируют в основном излиния субщелочных и щелочных базальтоидов (Лордкипанидзе, 1980; Казьмин и др., 1987 и др.). Сложный характер петрохимической зональности рассматриваемого магматизма связывают также с двусторонней (с севера и юга) субдукцией под Малый Кавказ (Казьмин и др., 1987).

Петрологические аспекты формирования вулкана Арагац, в частности, проблемы механизмов и физико-химических условий генерации и последующей эволюции исходных расплавов неоднократно обсуждались разными авторами, однако, результаты этих исследований носили преимущественно общий характер. Специальных петрологических работ, в том числе экспериментального характера, практически не проводилось. Лишь в работе (Гукасян, 1985²) на основании термодинамических расчетов в системах типа "кристалл-кристалл" и "кристалл-порода" с использованием соответствующих методик (Kretz, 1963; Перчук, Рябчиков, 1976; Saxena, 1969; Reader, Emslie, 1970; Ваганов, Кузнецов, 1976; Hezberg, 1978; Fudaly, 1965; Никольский, 1978) были приближенно оценены условия установления равновесия в этих парах. По данным этих расчетов на фоне снижения температуры "кристаллизации" от основных пород к кислым (1190-940°C) почти не меняется давление (8,2-7,8 кбар), а фугитивность кислорода по своей абсолютной величине растет от -5,2 до -9,5 лог.ед. fO_2 .

В качестве исходных расплавов для всего комплекса арагацких вулканитов в разное время предлагались базальтовые (Карапетян, 1969; Ширинян, 1963 и др.) и андезибазальтовые (Гукасян, 1985²) составы. При этом генерация базальтовых магм чаще всего связывалась с плавлением мантийных источников (Карапетян, 1969; Милановский, Короновский, 1973; Попов и др., 1987; Ширинян, 1970; Гаебриелян и др., 1968 и др.) в условиях повышенного теплового потока и пониженного литостатического давления в областях магмообразования (Милановский, Короновский, 1973 и др.). В работе (Pearce et al., 1990) для сопредельного Восточноанатолийского региона генерация субщелочных и известково-щелочных базальтовых расплавов, субсингенетичных арагацким базальтам, связывалась с декомпрессионным плавлением метасоматизирован-

ных участков утолщенной литосферы, вдавненных в более глубокие слои мантии.

В случае принятия андезибазальтового состава исходных магм базальты трактовались как кумулятивные образования (Гукасян, 1985²). Формирование андезитов связывали с процессами кристаллизационной дифференциации исходной базальтовой (андезибазальтовой) магмы (Гукасян, 1985²; Карапетян, 1969 и др.) или смешения базальтовой (мантийной) и дацитовой (палингенной) магм (Попов и др., 1987). Обсуждались также комбинированные модели обоих механизмов (Ширинян, 1963, 1967). В последние годы наиболее популярны модели, учитывающие субдукционную компоненту в андезитообразовании ("остаточная" субдукция, активизация палеогеновых островодужных очагов в новейшее время и др.) (Лордкипанидзе, 1980; Казьмин и др., 1987 и др.)

Для смежных областей (Гегамское нагорье) предлагалась также модель плавления нижнекорового субстрата, предварительно претерпевшего метаморфизм в амфиболитовой фации (Геншафт и др., 1982).

Формирование наиболее дифференцированных среднекислых и кислых пород (андезитодациты, дациты, в том числе и игнимбриты) связывалось либо с кристаллизационной дифференциацией более основных расплавов (Гукасян, 1985²; Карапетян, 1969 и др.) либо с процессами плавления коровых источников (Милановский, Короновский, 1973; Попов и др., 1987; Ширинян, 1970 и др.).

Приведенный обзор показывает, что наряду с детальной изученностью ряда общегеологических вопросов, связанных с формированием Арагацкого комплекса, отдельные аспекты вулканического процесса, в частности петрологические особенности магнезиального магмообразования исследованы недостаточно основательно. Это касается прежде всего физико-химических условий эволюции магматической системы. Обсуждаемые в опубликованных работах предположения и утверждения относительно генезиса, типа петрогеохимической специализации лав, механизмов магматической дифференциации при формировании магматического комплекса Арагаца также недостаточно аргументированы, а иногда вообще не подтверждены фактическими данными. Таким образом, становится очевидной необходимость дополнительных петрологических и геохимических исследований, для решения отмеченных вопросов.

Выводы

1. Деятельность вулкана Арагац (N_2-Q) была представлена как полигенным, так и ареальным типами поступления вулканического материала, характеризовалась многостадийностью извержений, вещественным и фаціальным разнообразием продуктов вулканизма.
2. В структурном отношении деятельность вулкана контролировалась Транскавказским поперечным поднятием и Анкавано-Сюникским разломом.

3. Лавы представлены гаммой составов от базальтов до дацитов. В породах устанавливается интрателлурическая, котектическая минеральная ассоциация $Pl+CPx+Mt+Ol+OPx$ (по петрографическим данным).

4. Генерация базальтов связывается с плавлением мантийного источника. Согласно другой точке зрения базальты являются кумулятивными образованиями, сформировавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации андезито-базальтовых расплавов.

5. С позиций мобилистической концепции формирование вулкана в той или иной степени связывается с реализацией субдукционной модели.

6. Генетические аспекты формирования вулкана, петрологические особенности магнообразования, физико-химические условия и механизмы эволюции магматической системы разработаны весьма слабо. Это подтверждает актуальность и необходимость проведения дополнительных петрологических и геохимических исследований, чему и посвящена настоящая работа.

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Методы определения вещественного состава вулканитов

Для определения валового химического состава вулканических пород Арагацкой серии отбирались образцы наиболее свежих пород, содержащих минимальное количество вкрапленников. Дробление производилось в стальной ступке до зернистости более 0,25 мм с последующим отделением необходимого количества порошка квартованием и истиранием его в агатовой ступке.

Содержания главных породообразующих компонентов (оксидов) определялись методами гравиметрии (SiO_2 , $H_2O_{\pm}$, CO_2), титриметрии и фотокolorиметрии (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , MgO , CaO , MnO , P_2O_5) и пламенной фотометрии (Na, K) (ГИН РАН). Часть образцов проанализирована рентгенофлуоресцентным методом на установке "PHILIPS" (ГЕОХИ РАН).

Качество определений регулярно оценивалось параллельным анализом контрольных проб: в среднем, дублирован анализ каждой пятой пробы. В редких случаях плохой воспроизводимости анализов по двум-трем определениям результаты отбраковывались. При хорошей воспроизводимости анализа данные усреднялись. По полученным результатам строились парные корреляционные диаграммы по всем элементам: единичные анализы, существенно отходящие на графиках от основного ареала распределения, исключались из рассмотрения как нехарактерные.

Содержания редких элементов изученных пород определялись методами спектрометрии с индуктивной плазмой (РЗЭ), рентгено-флуоресцентного анализа (Rb, Sr, Ni, Zr, Y) (Аналитический центр ИЛС РАН), а также количественного спектрального анализа (Ba, Nb, Zr, Y, элементы группы железа) (ГИН РАН, ИГН НАН Армении). По результатам этих определений в

однотипных группах пород рассчитаны средние содержания микроэлементов.

Изотопный состав Sr в базальте, андезите и дацитах (4 определения) определен в лаборатории геохронологии и изотопной геологии ИГН НАН Армении на масс-спектрометре МИН-1201.

Состав минералов-вкрапленников (Pl, Px, Ol), твердофазовых микровключений Mt и Sp, а также стекол гомогенизированных магматических включений определялся на рентгеновских микроанализаторах с электронным зондом (Hitachi-ХМА-5В, САМЕВАХ-microbeam, Jeol-5В ГЕОХИ РАН, Геохимическая лаборатория АН Венгрии) и волново-дисперсионным типом спектрометра. Процесс подготовки анализируемых пров включал в себя изготовление специальных шашек на основе эпоксидной смолы, их шлифовку с выведением на поверхность шашки требуемых уровней препарата, финишную полировку и, наконец, напыление углеродом совместно с эталонами в соответствии с методикой (Лаврентьев и др, 1974). Элементы с концентрацией,

Таблица 2.1
Состав контрольных эталонов и области их использования^{х)}

NN	1	2	3	4	5	6	7	8
Индекс эталона	Ч-1	УД-92	XF	УВ-126	АБ	359/1	Г.Д.	
Фаза	Оливин	Пироп	Стекло	Хромит	Альбит	КПШ	Диопсид	Апатит
SiO ₂	41,0	40,7	50,81	0,30	68,74	63,6	55,49	0,34
TiO ₂	-	0,33	1,85	4,61	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	13,6	14,06	8,79	19,44	18,2	-	0,07
FeO	9,49	7,2	11,84	26,2	-	0,2	0,04	0,06
MnO	0,17	0,30	0,22	0,29	-	-	-	0,01
MgO	49,2	18,8	6,71	14,10	-	-	18,57	0,01
CaO	0,07	7,54	11,12	-	-	-	25,9	54,02
Na ₂ O	-	0,02	2,62	-	11,82	0,11	-	0,23
K ₂ O	-	-	0,19	-	-	16,40	-	0,01
NiO	0,35	-	-	0,32	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,01	11,2	-	44,8	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	0,20	-	-	-	-	40,78
Эталон-ная функция	Полный анализ оливинов	Сг в оливинах	Полный анализ стекол, Al, Ti, Fe в авгитах	Полный анализ хромитов, Сг в авгитах	Na в авгитах	К во всех фазах	Si, Mg, Ca в авгитах	Р во всех фазах

х) 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7-эталонны ИГ и Г СО РАН (Лаврентьев и др., 1974); 3, 8-эталонны Смитсоновского Института, Вашингтон, США (приводятся по сводке в (Соболев, 1983))

превышающей 1% мас., определялись при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда $30\text{--}60 \cdot 10^{-9}\text{А}$, времени набора импульсов в точке $\sim 10\text{сек.}$ и количестве анализируемых точек на образце от 2 до 5. В случае определения малых компонентов время набора импульсов продлевалось до 20 сек., а напряжение повышалось до 25 кВ. В качестве эталонов использовались международные и всесоюзные стандарты минералов и стекол (табл. 2.1). При анализе содержаний Са и Сг в оливине применялся, кроме того, эталон Ч-1 на низкие концентрации этих элементов. При концентрациях элементов более 10% мас. погрешность оценивалась в 1-2% относительных. В многочисленных случаях с целью экспрессного определения железистости Fe-Mg-силикатов применялась методика частичных (неполных) микрозондовых анализов (А. Соболев, 1983) с использованием при расчетах уравнения регрессии $f=1,064 \text{ FeO} - 0,34$.

Оценка состава флюидных включений осуществлялась методом криометрии (Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987 и др.). Эксперименты проводились в ГЕОХИ РАН на криометрической установке системы В.А. Симонова. При замерах температур фазовых переходов в веществе, заполняющем полость включения, в качестве реперной использовалась температура тройной точки ($-56,6^{\circ}\text{C}$) практически чистого (содержание примесей менее 1% мол.) углекислотного включения в вольнском топазе, состав которого был предварительно определен методом Раман-спектроскопии. Точность температурных измерений оценивалась в $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ (Симонов, 1981).

Исследование качественного состава твердых фаз магматических включений проводилось как оптически, так и по результатам их изучения в характеристическом рентгеновском излучении Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K и P.

Структурно-текстурные особенности, кристалличность, качественный состав породообразующих минералов, их взаимоотношения и другие петрографические характеристики пород определялись визуально-оптическим изучением в шлифах и полированных пластинках.

2.2. Методика исследования магматических включений

Термоварогеохимический метод исследований, в основе которого лежит термометрическое изучение фазовых переходов в газовой-жидких и расплавных включениях, а также их состава, имеет в настоящее время достаточно надежное теоретическое обоснование (Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Бакуменко и др, 1978; Методы и аппаратура..., 1980; Магматог. кристаллиз..., 1975; Теория и практика..., 1978; А. Соболев, С. Соболев, 1985 и др.).

Предположение о соответствии температур гомогенизации включений температурам их захвата и герметизации, высказанное Г. К. Сорби еще в позапрошлом веке и являющееся отправной точкой метода, в ходе последующих исследований в целом подтвердилось, однако, с рядом оговорок. В частности, в отношении магматических нормальных включений по классификации Баку-

менко и др., 1978 отмечалось существенное влияние на упомянутое выше соответствие ряда факторов: флюидонасыщенности герметизированных расплавов и состава растворенных в них летучих, обмена веществом между консервантом и минералом-хозяином, степени несоответствия условий термометрического эксперимента с включениями природным условиям их захвата, скорости нагрева в процессе термометрического эксперимента, нарушения герметичности включений и т.д. Было показано, что с ростом содержания флюидного компонента в магматических включениях возрастает сопоставимость температур гомогенизации с температурами герметизации, ввиду фиксации посредством обособляющейся в полости включения флюидной фазы малейших изменений в плотности охлаждающегося консерванта, вызванных его кристаллизацией, а также тепловой контракцией (А. Соболев, 1983; А. Соболев, С. Соболев, 1985).

В ряде работ указывалось на сложность проведения термометрии включений при наличии в них существенных количеств водорода, вследствие большой вероятности его диффузии сквозь стенки вакуоли при высоких температурах и появления за счет этого некомпенсируемого объема в вакуоли (А. Соболев, 1983; Волохов, 1975 и др.). Отмечалось, что безвозвратная потеря водорода будет наблюдаться и в случае участия заметных количеств воды в составе летучих: стимулятором диссипации воды на H_2 и O_2 будет выступать окисное железо в соответствии с реакцией $H_2O + 2FeO = Fe_2O_3 + H_2 \uparrow$ (А. Соболев, С. Соболев, 1985; Sobolev et al., 1983).

В результате такого разложения воды и перераспределения железа в трехвалентную форму в процессе эксперимента в полости включения образуется магнетитовая сыпь. Диффузия водорода, вне зависимости от причин ее порождающих, приводит к повышению температуры гомогенного состояния консерванта относительно истинной температуры его захвата и герметизации.

На основании рассмотрения различных вариантов массообмена между содержимым включения и минералом-хозяином было показано, что все естественные изменения во включении, протекающие после его захвата, носят обратимый характер в случае его быстрого охлаждения (за исключением диффузионного массообмена между консервантом и минерало-хозяином, доля которого незначительна), а также при отсутствии существенного химического, взаимодействия вмещающего минерала с окружающей жидкой средой (А. Соболев, 1983; А. Соболев, С. Соболев, 1985). При этих условиях экспериментально полученные температуры гомогенизации магматических включений будут соответствовать температуре их естественной гетерогенизации, а при насыщенности летучими (см. выше) - непосредственно температуре герметизации. С другой стороны, продолжительная реакция минерала, содержащего включение, с внешним расплавом способна необратимо нарушить бывшее (в момент захвата) равновесие его с консервантом и привести к существенным несоответствиям определяемых в процессе эксперимента температур гомогени-

зации и составов гомогенизированных стекол исходным значениям этих параметров.

Другим искажающим фактором является несоответствие условий эксперимента с включениями природным условиям их захвата и последующей эволюции. Снятие внешней нагрузки (литогидростатического давления) с минерала, содержащего включение, способствует некоторому некомпенсируемому при термометрическом эксперименте снижению давления и в полости включения, следствием чего обычно является определенное завышение температур достижения гомогенного состояния в них (А. Соболев, 1983; Реддер, 1987; Теория и практика..., 1978; А. Соболев, С. Соболев, 1985 и др.).

Существенное влияние на точность метода оказывает и продолжительность проведения самого термометрического эксперимента: при прочих равных условиях с ростом скорости нагрева включений растет и вероятность их перегрева (Реддер, 1987; Бакуменко и др., 1978; Магматог. кристалл..., 1975; А. Соболев, С. Соболев, 1985; Джержашян, 1983 и др.).

Завышение температур гомогенизации будет наблюдаться также при частичном нарушении герметичности включений до или во время опыта (Реддер, 1987; Бакуменко и др., 1978 и др.).

Вся приведенная выше теоретическая аргументация учитывалась при проведении термометрических экспериментов. Так, высокое содержание флюидов в арагацких расплавах, диагностируемое по наличию флюидных (газово-жидких) включений во вкрапленниках ранних генераций снизило вероятность опережающего (более низкотемпературного) достижения гомогенизации в магматических включениях по сравнению с естественными условиями их захвата. С другой стороны, сухость (низкие содержания воды) исходных расплавов, отражением чего является стабильность температур гомогенизации включений при длительных выдержках при высокой температуре, свели к минимуму и возможность перегрева включений за счет разложения воды и потери водорода в процессе термометрического опыта.

Возможность частичной разгерметизации включений контролировалась двух-трехкратной воспроизводимостью температур гомогенизации, а также сопоставимостью этого параметра у нескольких включений, располагающихся в одних и тех же зонах роста минерала-хозяина.

Барометрический анализ флюидных включений позволил оценить давления захвата сингенетичных им расплавных включений и путем введения соответствующих поправок (3-10 град/кбар) компенсировать различия между экспериментальными и реальными условиями их существования.

Достоверность экспериментально определенных температур гомогенизации и составов закаленных, предварительно гомогенизированных расплавных включений (стекло), оценивалась их сопоставимостью с теми же параметрами, рассчитанными на основании термодинамических зависимостей типа "расплав (валовый состав консерванта) – температура (температура гомогенизации) – кристалл (состав минерала-хозяина)", приведенных в работах (Ford et al., 1983;

Nielsen, Drake, 1979; Drake, 1976; Kudo, Weill, 1970 и др.) и позднее усовершенствованных А.А.Арискиным с соавторами (Арискин и др., 1986, Арискин, Бармина 1990).

Более детальный обзор методических приемов исследования включений будет приведен ниже, в главе 4, посвященной результатам термоварохимических экспериментов.

2.3 Аппаратура

На первой стадии наших исследований применялась установка, предложенная Н.Ф.Красовым с соавторами (Красов и др., 1973). Проведенные опыты носили предварительный характер и позволили получить лишь наиболее общие представления о характере и особенностях магматических включений в арагацких вулканитах, а также выявить среди последних породы, наиболее пригодные для последующего термоварогеохимического изучения.

Основной объем экспериментальных данных был получен с использованием малоинерционной высокотемпературной микротермокамеры, разработанной А. Б. Слуцким и А.В.Соболевым (ГЕОХИ РАН) с вертикально ориентированным цилиндрическим нагревательным элементом. Опыты проводились в среде гелия, предварительно очищенного на циркониевом фильтре при 800-850°C. Температура контролировалась платино-платинородиевой термопарой (Rh10), калиброванной по точкам плавления чистого серебра, золота и диопсида (при 50%-ном плавлении последнего, согласно (Kushiro, 1973). Техническое описание конструкции приведено в (А.Соболев, 1983), а также в авт. свид. N977919. Отметим ее основные технические характеристики: максимально достижимая температура 1700°C; размеры рабочей зоны =1мм, Н=0,3мм; максимальный термоградиент в рабочей зоне -6-10°C, скорость охлаждения в режиме закалки при температурах >1000°C- 200-300град/сек.

С целью продолжения экспериментов в ИГН НАН Армении автором была разработана и сконструирована термокамера, отличающаяся от аналогов рядом преимуществ. На рис. 2.1 дан общий вид, а на рис. 2.2-2.7 -основные узлы и сечения установки.

Конструкция состоит из полого водоохлаждаемого корпуса (1), внутри которого размещен нагреватель (2), выполненный в виде плоской петли, образованной согнутой вдвое металлической пластиной, суженной по отношению к ее краевым частям в 3,5-4 раза. Толщина пластины нагревателя 0,3мм при расстоянии между его параллельными участками 1,5мм. В суженных частях нагревателя (по середине) строго друг над другом проделаны два отверстия (3) диаметром 0,7-0,9мм. Диаметр отверстия выбирается примерно равным диаметру поля зрения используемого объектива. Нижнее отверстие служит для установки на него и освещения снизу препарата, а верхнее-для наблюдения с помощью объектива микроскопа. Держатели (4) и вкладыши (5), выполненные из отожженного пирофиллита, исключают подвижки и провисания нагрева-

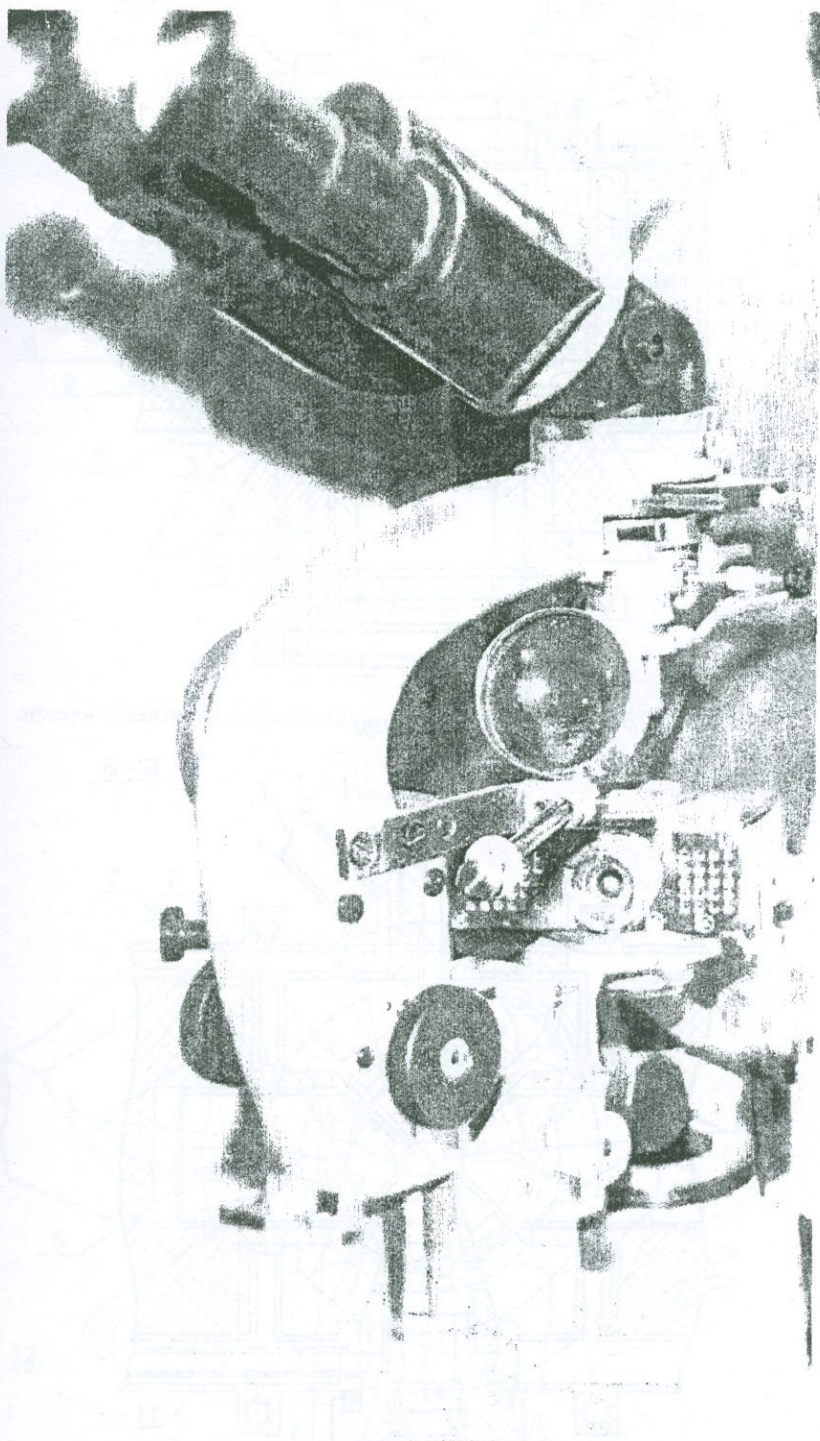


Рис 2.3.1. Общий вид термокамеры

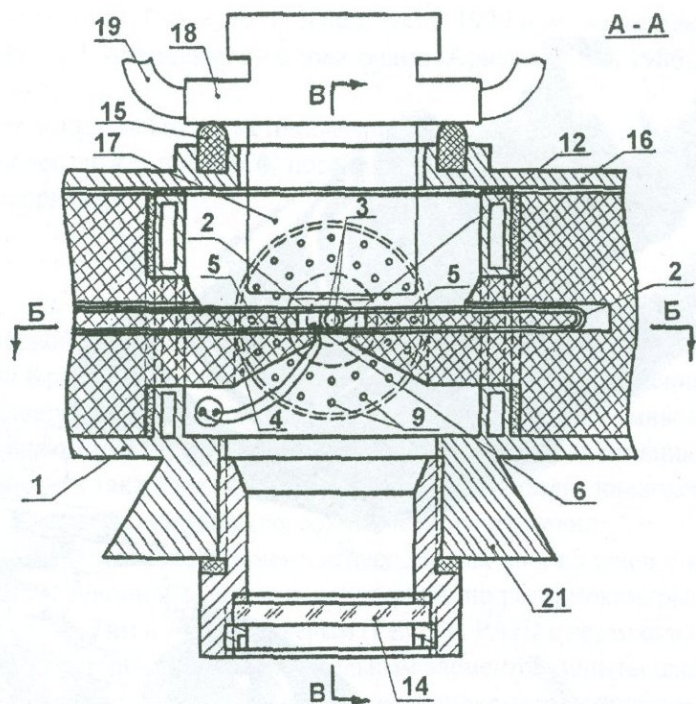


Рис. 2.3.2-2.3.7. Основные узлы и сечения установки. Объяснения в тексте.

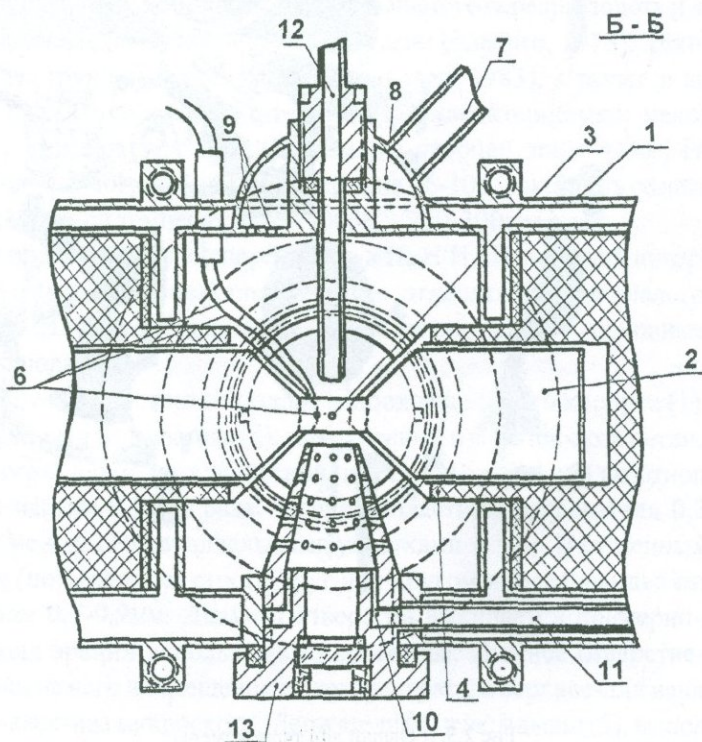


Рис 2.3.3

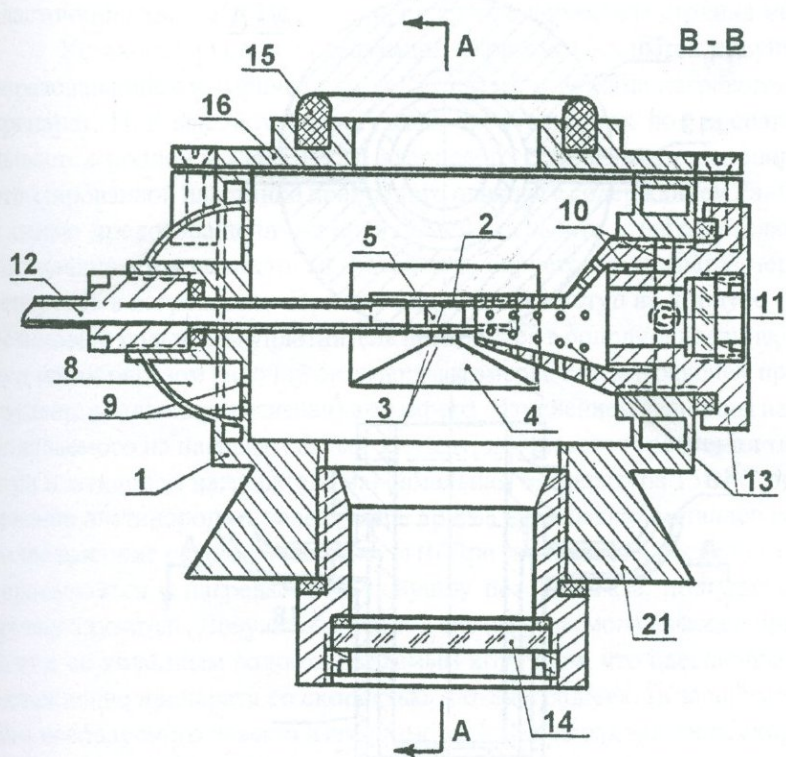


Рис 2.3.4

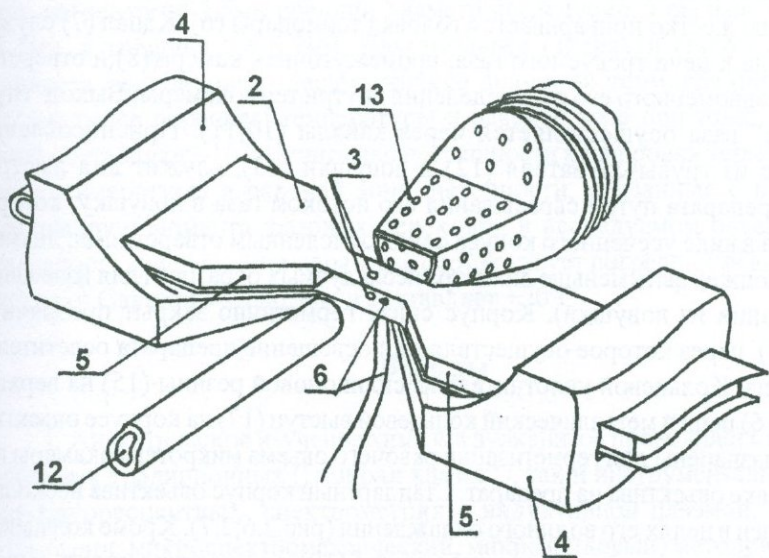


Рис 2.3.5

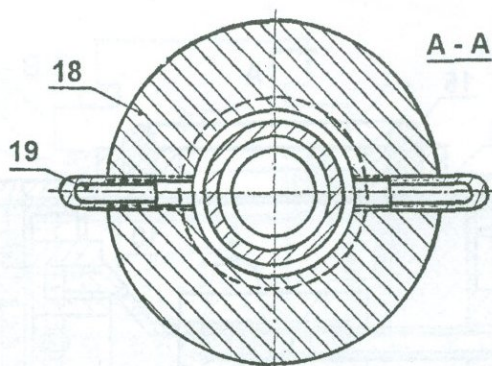


Рис 2.3.6

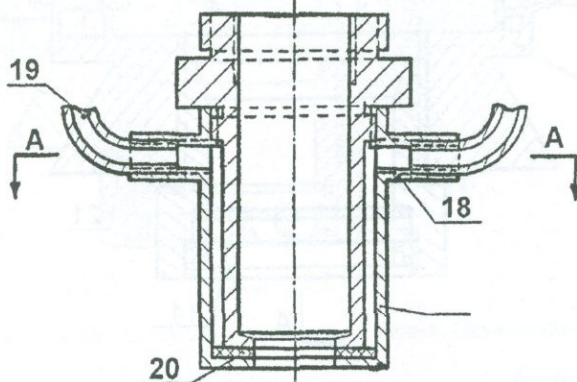


Рис 2.3.7

тельного элемента при высоких температурах. Вблизи от нижнего отверстия к нагревателю жестко приваривается головка термопары (6). Канал (7) служит для подвода к печи требуемого газа, промежуточная камера (8) и отверстия (9) – для равномерного его распределения внутри термокамеры. Выход "отработанного" газа осуществляется через каналы (10;11). Приспособление, состоящее из трубы-сдувателя (12) и ловушки (13), служит для быстрой закалки препарата путем сбрасывания его потоком газа в ловушку, которая выполнена в виде усеченного конуса с многочисленными отверстиями, диаметр которых должен быть меньше диаметра исследуемых образцов (для избежания их выпадения из ловушки). Корпус снизу герметично закрыт прозрачным окном (14), через которое осуществляется освещение препарата осветителем микроскопа. Кольцевой уплотнитель из силиконовой резины (15) на верхней крышке (16) печи и металлический кольцевой выступ (17) на корпусе объектива (18) предназначены для герметизации рабочего объема микротермокамеры при фокусировке объектива на препарат. Стандартный корпус объектива несколько видоизменен в целях его водяного охлаждения (рис.2.6;2.7). Кроме кольцевого выступа (17), в нем предусмотрены каналы (19) для поступления и выхода воды, а также фторопластовая прокладка (20) для герметизации охлаждаемого пространства. Основание корпуса термокамеры выполнено в виде кольцевого

"ласточкина хвоста" (21) для закрепления в держателе столика микроскопа.

Установка работает следующим образом. Снимается ловушка и через образовавшийся в корпусе проем на нижнее отверстие нагревателя ставится препарат. При высокотемпературных экспериментах под препарат подкладывается подложка из тонкого кварцевого стекла или плоскопараллельной отполированной пластинки природного оливина с содержанием $Fa - 10-15\%$ мол с целью предотвращения приплавления препарата к нагревателю. Ловушка устанавливается на место. Объектив фокусируется на препарат через верхнее отверстие в нагревателе. При этом кольцевой выступ на корпусе объектива и резиновый кольцевой уплотнитель приводятся в соприкосновение, герметизируя таким образом рабочий объем термокамеры. Затем в рабочем пространстве создается заданная (гелиевая) атмосфера. Изменением величины напряжения, подаваемого на нагревательный элемент, достигается требуемая температура (при платиновом нагревателе максимальная температура $1500^{\circ}C$, при использовании платинородия, вольфрама и других тугоплавких металлов достигаются более высокие рабочие температуры). При закаливании исследуемый образец сбрасывается с нагревателя в ловушку потоком газа, поступающего через трубку сдуватель. Ловушка находится вне нагреваемого объема печи, контактирует с ее холодным водоохлаждаемым корпусом, что обеспечивает быстрое охлаждение препарата со скоростью $700-800^{\circ}C/сек.$ (в зависимости от состава исследуемого объекта и его размеров). При необходимости скорость остывания может быть снижена до $350-400^{\circ}C/сек.$, для чего, не приводя в действие сбрасывающего приспособления, достаточно отключить нагреватель от сети. В этом случае закалка осуществляется без перемещения изучаемого объекта из зоны нагрева и может контролироваться визуально. При ширине суженной части нагревателя $2,5$ мм средний диаметр исследуемого образца составляет $1-1,5$ мм, а толщина $0,4-0,7$ мм. Двустороннее (сверху и снизу) нагревание препарата обеспечивает весьма низкие значения термоградиента в нем: максимальные перепады температуры в рабочей зоне при точке плавления золота составляют $\sim 10^{\circ}C$, учитывая погрешности калибровки термпары, градиент температуры в рабочей зоне, неточности, связанные с визуальным определением момента фазовых переходов в исследуемом объекте, общая погрешность измерения температуры, соответствует погрешности аналогичной установки Слуцкого-Соболева и составляет $\pm 20^{\circ}C$.

Выводы

1. Аналитическое изучение химизма вулканитов проводилось с использованием как традиционных ("мокрая химия"), так и инструментальных (рентгено-флуоресцентных, спектрометрия с индуктивной плазмой, пламенная фотометрия, микроспектрометрический, микрозондовый) методов с сопутствующим контролем качества определений воспроизводимостью данных и последующей разбраковкой.

2. Исследование магматических включений проводилось с использованием методов термометрии и криометрии с учетом теоретических и методических установок, существенно повышающих точность термо-барометрических определений. Фазовый состав включений определялся визуально-оптически, а также в специально изготовленных шашках на рентгеновском микроанализаторе. Последним методом изучался также и химический состав стекол, полученных в процессе закалки предварительно гомогенизированных включений.

3. Термометрические эксперименты проводились в микротермокамере системы Слуцкого-Соболева (ГЕОХИ РАН), а также в микротермокамере конструкции автора. Криометрические исследования осуществлялись на криометрической установке системы В.А.Симонова (ИГиГ СО РАН).

4. Автором разработана и сконструирована микротермокамера для термометрических исследований магматических включений и других микрообъектов под микроскопом, отличающаяся от аналогов рядом преимуществ: пониженным термоградиентом в рабочем объеме, повышенной точностью температурных определений, высокой скоростью закалки препаратов, возможностью использования обычных короткофокусных объективов при микроскопических наблюдениях, удобством в работе. Микротермокамера защищена авторским свидетельством СССР (№ 1447252).

Глава 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

3.1 Краткая петрографическая характеристика

Как было отмечено выше, вулканическая серия Арагаца сложена широкой гаммой пород от базальтов до дацитов.

БАЗАЛЬТЫ. В основном характеризуются порфировой структурой с микрокристаллической, реже-гиалопилитовой основной массой. Ассоциация вкрапленников состоит из плагиоклаза, клинопироксена и оливина; рудная вкрапленность редка. Максимальные содержания минералов приведены на рис. 3.1.1. В породах отмечаются оливин-плагиоклаз-клинопироксеновые сростки, в которых иногда фиксируются и рудные выделения.

По петрографическим наблюдениям можно обозначить следующий порядок кристаллизации: оливин+рудный - оливин+рудный+плагиоклаз - оливин+рудный+плагиоклаз+клинопироксен. Последний парагенезис наблюдается и в основной массе пород при значительном увеличении доли рудной фазы. Кроме порфировых разностей встречаются также олигофирновые и афирновые типы.

АНДЕЗИБАЗАЛЬТЫ. Состоят из вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, оливина. Интрателлурические выделения рудного минерала (магнетита) встречаются значительно чаще, чем в базальтах, однако, в целом, не превышают 1%об. (рис.3.1.1). Аналогичный набор минералов отме-

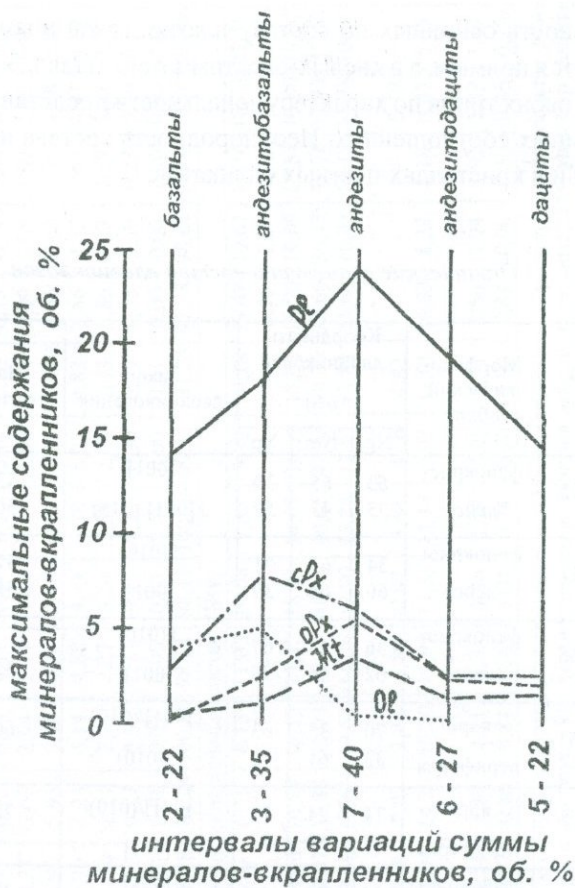


Рис.3.1.1. Содержание минералов-вкрапленников в разнотипных породах Арагаца

чается и в основной массе. Ортопироксен и оливин встречаются не во всех разностях. Взаимоотношения этих минералов между собой в большинстве случаев не реакционные.

Структура пород варьирует от афировой до полифировой. Наблюдаются вариации структур основных масс — от гиалопилитовой до микродолеритовой.

АНДЕЗИТЫ, АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ, ДАЦИТЫ имеют близкие петрографические характеристики. Ассоциация вкрапленников в них представлена плагиоклазом, двумя пироксенами и магнетитом (рис.3.1.1). Андезиты характеризуются относительно высокими содержаниями магнетита. В порфировых разностях андезитов четко выделяются две генерации вкрапленников. Структура основной массы этой группы пород варьирует даже в пределах одного и того же образца в зависимости от объемных соотношений стекла и микролитов. Во всех породах рассматриваемой группы (за исключением афировых разностей) оптически диагностируются плагиоклазы зонального строения.

Зональность основных по составу плагиоклазов в большинстве своем характеризуется прямым, а в кислых-обратным типом (тавл. 3.1.1). В андезитах плагиоклазы обоих типов по характеру зональности представлены примерно в равных объемных соотношениях. Неоднородность состава иногда оптически фиксируется и в кристаллах цветных силикатов.

Таблица 3.1.1

Оптические свойства и состав плагиоклазов

Порода	N Обр.	Морфоло- гический облик	Координаты двойниковой оси			Закон двойникова- ния	Номер плагиоклаза	Источник
			Ng	Nm	Np			
базальты и анде- зиты	115	фенокрист лейст	63 73	65 43	39 52	[001] $\perp$ [001]/(010)	53-54 50-51	Гукасян, 1985 ²
	117	фенокрист лейст	34 60	63 68	71 39	$\perp$ (010) [001]	57-58 55-56	Гукасян, 1985 ²
	266	фенокрист лейст	36 62	64 66	67 39	$\perp$ (010) [001]	60 53-54	Гукасян, 1985 ²
	251	ядро периферия	70 33	35 61	63 76	$\perp$ [001]/(010) $\perp$ (010)	60-61 52	наст. раб.
	62	ядро периферия	74 69	24 80	73 33	$\perp$ [001]/(010) [001]	70-71 64	наст. раб.
анде- зиты- дациты	196/2	фенокрист лейст	60 59	56 49	49 57	[001] $\perp$ [001]/(010)	47-48 56-57	Гукасян, 1985 ²
	4/п	фенокрист лейст	71 62	38 67	59 38	[001] [001]	36 54	Гукасян, 1985 ²
	361	ядро периферия	71 76	40 42	57 52	[001] $\perp$ [001]/(010)	37-38 51-52	наст. раб.
	362	ядро периферия	63 62	27 65	89 40	$\perp$ [100]/(010) [001]	35 53-54	наст. раб.

3.2. Петрохимия

Анализ всей совокупности петрохимических данных, приведенных в ряде работ (Паффенгольц, Тер-Месропян, 1964; Ширинян, 1961, 1970, 1973; Гукасян, 1985^{1,2}; Амарян, 1964; Попов и др., 1987 и др.) выявляет значительный разброс содержаний большинства элементов в однотипных лавах. Для выяснения закономерностей эволюции арагацких лав нами были отобраны и проанализированы наиболее свежие разновидности представительных образцов всех

NN обр.	1 585-г	2 637-г	3 358	4 62-г	5 364	6 66-г	7 350	8 251-г	9 353	10 44-г	11 217-г	12 354	13 351	14 360	15 356	16 111-г	17 362	18 355	19 357	20 363	21 361
SiO ₂	50,60	51,71	52,64	52,83	54,95	55,14	55,47	57,40	58,05	60,72	61,16	62,31	62,53	62,56	63,01	63,36	64,79	65,50	65,81	67,13	67,91
TiO ₂	1,67	1,37	1,35	1,46	0,97	0,90	0,98	1,07	0,81	0,99	0,90	1,23	0,98	0,94	1,08	1,25	0,79	1,02	1,01	0,70	0,72
Al ₂ O ₃	18,16	17,04	17,16	17,25	16,64	17,04	16,11	16,93	16,58	16,76	16,92	15,71	16,07	16,25	16,30	16,16	15,44	15,92	16,42	15,23	15,33
FeO	8,81	8,53	9,16	8,91	6,66	7,35	7,09	6,44	5,57	6,34	6,32	5,58	4,94	5,06	4,60	6,11	3,85	3,87	3,82	3,55	2,54
MnO	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,12	0,17	0,09	0,12	0,13	0,10	0,11	0,14	0,15	0,14	0,10	0,15	0,11	0,09	0,08	0,02
MgO	6,60	5,96	5,89	4,42	5,35	6,16	4,94	4,02	4,27	3,02	2,94	2,17	1,63	2,74	2,08	1,67	1,60	1,08	1,07	1,45	0,82
CaO	10,40	9,08	8,50	7,91	7,38	7,96	7,23	6,96	6,93	5,93	5,32	4,22	3,40	4,93	4,23	4,44	3,66	2,62	2,55	2,68	2,24
Na ₂ O	3,77	4,07	4,60	4,48	4,10	3,43	4,04	3,82	3,79	4,24	4,14	4,88	4,79	4,78	5,03	4,82	3,86	4,27	5,41	4,43	4,39
K ₂ O	1,24	1,70	1,71	1,97	1,62	1,48	1,87	2,17	1,94	2,74	2,73	2,27	3,20	2,38	2,74	2,93	2,86	3,23	2,68	3,35	3,37
P ₂ O ₅	0,55	0,66	0,55	0,68	0,45	0,31	0,44	0,41	0,42	0,37	0,35	0,33	0,45	0,32	0,30	0,39	0,38	0,39	0,23	0,20	0,12
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	101,94	100,27	101,71	100,06	98,28	99,89	98,37	99,31	98,48	101,24	100,88	98,81	98,13	100,11	99,51	101,23	97,38	98,01	99,09	98,80	97,46
Нормативный минеральный состав CIPW																					
Q	-	-	-	-	-	0,91	0,60	4,46	6,37	6,55	8,13	11,03	10,68	9,66	9,92	10,18	19,48	19,61	15,16	18,73	22,19
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	1,57	0,53	-	0,68
or	7,33	10,05	10,11	11,64	9,57	8,75	11,05	12,82	11,46	16,19	16,13	13,42	18,91	14,07	16,19	17,32	16,90	19,09	15,84	19,80	19,92
ab	25,82	30,66	31,91	36,03	34,69	29,02	34,19	32,32	32,07	35,88	35,03	41,29	40,53	40,45	42,56	40,79	32,66	36,13	45,78	37,49	37,15
an	28,97	23,21	21,13	21,14	22,22	26,73	20,30	22,64	22,50	18,61	19,52	14,26	12,90	15,86	13,81	13,81	15,68	10,45	11,15	11,78	10,33
ne	3,30	2,05	3,80	1,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di	15,65	14,46	14,45	11,40	9,42	8,82	10,48	7,63	7,52	7,02	3,84	3,80	0,87	5,42	4,36	4,82	-	-	-	0,18	-
hy	-	-	-	-	19,17	23,24	18,83	16,46	16,04	14,26	15,70	11,91	11,33	12,14	9,92	11,05	10,03	8,32	8,18	0,03	5,55
ol	16,43	15,71	16,49	14,48	0,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	3,17	2,60	2,56	2,77	1,84	1,71	1,86	2,03	1,54	1,88	1,71	2,34	1,86	1,79	2,05	2,37	1,50	1,94	1,92	1,33	1,37
ap	1,27	1,53	1,27	1,58	1,04	0,72	1,02	0,95	0,97	0,86	0,81	0,76	1,04	0,74	0,70	0,90	0,88	0,90	0,53	0,46	0,28

*) Базальты: 585-г-в. Мец Манташ, 637-г-в. Парос-2, 358-в 1,5 км к югу от плотины Манташского водохранилища, 62-г в. Срагагат; андезитобазальты: 346-в. Тирин Катар, 66-г-в. Базмаберд, 350-ущелье р. Амберд, нижний поток у с. Антарут, 251-г-верхнее течение р. Манташ, второй поток снизу, 353- ущелье р. Амберд, у с. Антарут, четвертый поток снизу; андезиты: 44-г-западная вершина в. Арагац, седьмой поток снизу, 217-г-хребет Красножелтый, четвертый поток сверху, 354-среднее течение р. Амберд, второй поток снизу, 351-среднее течение р. Манташ, нижний поток, 360-ущелье р. Амкур, у Сев-Сар, двенадцатый поток снизу; андезидациты: 356-ущелье р. Амберд, у с. Бюракан, 111-г-правый борт р. Амберд между с. с. Дзорал и Бюракан, третий поток снизу, 362-основание разреза западной вершины в. Арагац; дациты: 355-ущелье р. Амкур, у в. Тирин-Катар, 357-ущелье р. Амкур, у горы Сев-Сар, нижний поток, 363-верхняя часть западной вершины в. Арагац, 361-средняя часть разреза западной вершины в. Арагац.

Составы обозначенные индексом "г", определялись по образцам, представленным автору Ю. Г. Гукасяном. Образцы проанализированы в лабораториях ГЕОХИ АН СССР (NN 1-4, 7, 9, 11, 12, 17) и ГИН АН СССР (NN 6, 8, 10, 13-16, 18-22).

Таблица 3.2.2

Средние составы базальтов в. Арагац и некоторых сопредельных областей*)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49,40	51,72	50,50	51,18	51,95	50,27	51,82	49,37	51,58	51,07	50,80	51,03
TiO ₂	1,48	1,13	1,12	1,09	1,46	1,30	1,43	1,38	1,23	1,41	1,20	1,13
Al ₂ O ₃	18,25	17,90	17,97	18,53	17,40	16,96	17,69	18,17	17,04	17,70	18,10	17,84
FeO*	9,02	8,85	8,88	8,60	8,85	10,57	9,12	10,28	9,91	9,27	8,90	9,01
MnO	0,17	0,19	0,17	0,17	0,15	0,13	0,21	0,15	0,14	0,14	0,15	0,17
MgO	6,44	5,29	5,99	5,65	5,72	5,48	4,84	4,93	5,57	5,73	5,30	4,60
CaO	9,54	8,35	8,80	8,70	8,97	9,23	8,77	9,45	9,05	8,35	9,10	8,61
Na ₂ O	3,69	4,34	3,92	4,05	4,23	3,82	3,89	3,75	4,09	4,27	4,30	4,16
K ₂ O	1,55	1,85	1,67	1,74	1,66	1,41	1,12	1,52	1,29	1,56	1,90	1,84
P ₂ O ₅	0,34	0,34	0,32	0,37	0,61	0,05	0,44	0,09	0,35	0,54	0,51	0,53
Σ	99,88	99,96	99,34	100,08	101,00	99,22	99,33	99,09	100,25	100,04	100,26	98,92
n	6	7	17	15	4	29	8	9	57	15	16	12

*) 1-5-составы базальтов в. Арагац: 1-средний "примитивный" базальт, рассчитанный по группе наиболее основных составов приведенных в (Гукасян, 1985²); 2-средний "дифференцированный" базальт, рассчитанный по группе наиболее кремнекислых составов по (Гукасян, 1985²); 3-средний арагацкий базальт по (Гукасян, 1985²); 4-средний арагацкий базальт по (Попов и др., 1987); 5-средний состав проанализированных образцов автора; 6-7-долериты СЗ Армении: 6-средний состав по (Харазян, 1973); 7-средний состав пачки потоков долеритов у храма Мармашен, ущ. р. Ахурян (данные автора); 8-средний состав базальтов Лорийского плато, Сев. Армения (Адамян, 1973); 9-средний состав основных лав Ахалкалакского нагорья, Юж. Грузия (Попов и др., 1987); 10-средний состав долеритов долины р. Раздан в районе Арзни, Центральная Армения (Попов и др., 1987); 11-средний состав базальтовых лав осевой части Гегамского нагорья (Попов и др., 1987); 12-средний состав основных лав шлаковых конусов Гегамского нагорья, рассчитанный по данным (Каралетян, 1973); n-количество усредненных анализов.

петрографических типов пород вулкана Арагац. Были получены составы 40 образцов. В соответствии с методикой, описанной в главе 2, полученные данные были тщательно разбракованы. Представительные анализы 21 образца приведены в табл. 3.2.1

Средние составы базальтов и андезитов в Арагац, а также некоторых сопредельных областей приведены в таблицах 3.2.2 и 3.2.3.

Таблица 3.2.3

Средние составы андезитов в Арагац и некоторых сопредельных областей

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59,93	59,80	58,19	58,57	58,30	58,11	60,10
TiO ₂	0,80	0,89	0,86	0,79	0,80	0,80	0,70
Al ₂ O ₃	17,22	16,90	17,33	16,95	16,90	16,70	16,90
FeO	6,20	6,45	5,70	6,65	6,40	7,41	6,60
MnO	0,09	0,10	0,13	0,14	0,14	0,13	0,10
MgO	2,95	3,00	3,54	3,65	4,00	3,32	3,30
CaO	5,58	5,70	6,16	6,15	6,60	6,67	6,20
Na ₂ O	3,87	4,40	3,71	3,57	4,10	3,66	3,95
K ₂ O	2,52	2,50	2,60	2,48	2,60	2,00	2,20
P ₂ O ₅	0,17	0,38	0,05	0,41	0,43	0,07	0,24
Σ	99,33	100,12	98,27	99,36	100,27	98,37	100,29
n	41	14	12	17	46	6	31

1-2- андезиты в Арагац: 1-средний андезит по (Гукасян, 1985²); 2-средний андезит по (Попов и др., 1987); 3-5-андезиты Гегамского нагорья: 3-средний андезит, рассчитанный по данным, приведенным в (Ширинян, 1963), 4-то же, по данным (Карапетян, 1973); 5-средний андезит по (Попов и др., 1987); 6-средний андезит СЗ Армении, по данным приведенным в (Карапетян, 1973); 7-средний андезит СЗ Армении и Ю. Грузии (Ахалкалакское нагорье) по (Попов и др., 1987); n-количество усредненных анализов.

Изученные породы характеризуются высококалиевым типом петрохимической специализации (рис.3.2.1). Одновременно выявляется разовщенность основных и средне-кислых пород по типу специализации и характеру эволюции их вещественного состава (рис.3.2.2).

Базальты являются нефелин-нормативными (рис.3.2.3) и относятся к субщелочному калий-натровому типу пород (Магмат. горн. пор., 1987) с "толеитовым" уровнем отношения $FeO^*/MgO=0.1562 SiO_2-6.685$ (Gill, 1981). Андезибазальты и более кислые породы по суммарной щелочности сходны с переходными к нормально щелочным вулканитам, а по вариациям отношений FeO^*/MgO демонстрируют известково-щелочную (боуэновскую) тенденцию эволюции химизма.

Составы основных и средне-кислых пород на вариационных диаграммах $MgO-SiO_2$, $Na_2O+K_2O-SiO_2$ и, в меньшей степени, $CaO-SiO_2$ располагаются в пределах двух, некомплементарных друг другу трендов (см. рис. 3.2.1, 3.2.2).

Аналогичная ситуация фиксируется и на диаграммах парной корреляции

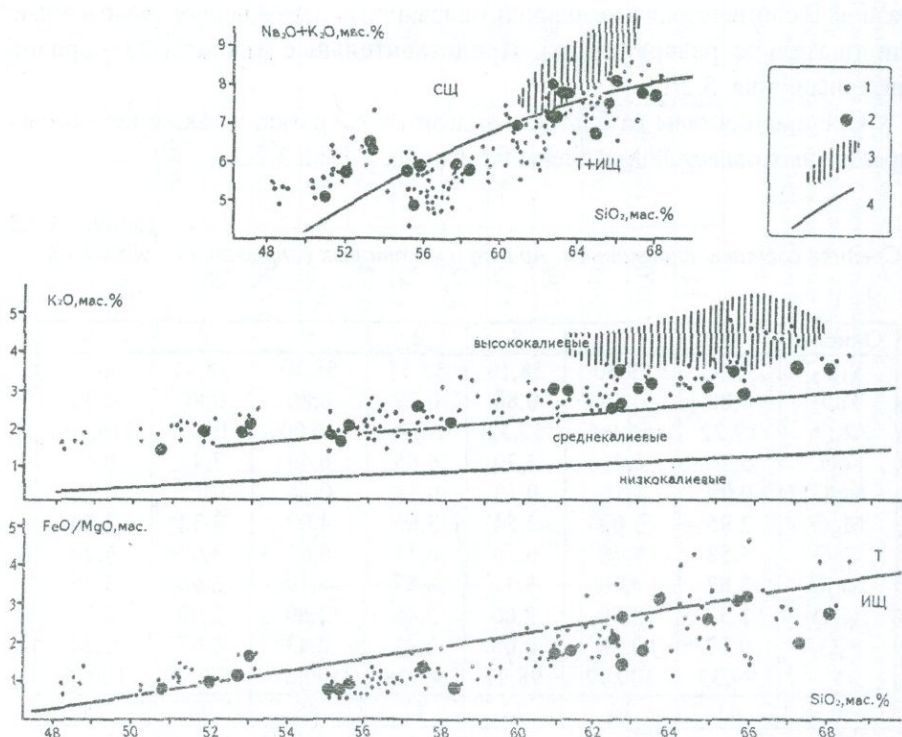


Рис. 3.2.1. Составы арагацких вулканитов на классификационных вариационных диаграммах. 1- литературные данные (Ширинян, 1963, 1970; Гукасян, 1985²; Карапетян, 1970; Лебедев, 1931 и др.), отобранные автором по методике, описанной в гл. 2; 2- составы представительных образцов из коллекции автора; 3- поле составов игнимбритов; 4- границы петрохимических серий (Классиф. и ном. магм. г.п., 1981; Магм. горн. пор., 1987; Gill, 1981); СЩ, ИЩ, Т – соответственно сульфидные, известково-щелочные, толентовые петрохимические серии.

совместимых элементов, нормализованных по несовместимому (в данном случае K_2O), известных в литературе как диаграммы "в элементных (молекулярных) отношениях Пирса" (Pearce, 1988; Nichols, 1988): базальты и более кислые члены серии слагают два существенно смещенных друг относительно друга субпараллельных тренда (рис. 3.2.4). Менее значительные сдвиги наблюдаются в среднекислых породах.

Приведенные факты свидетельствуют о сложном характере эволюции магматической системы в процессе формирования арагацкой серии. Поведение петрогенных окислов не может быть удовлетворительно описано в рамках лишь механизма кристаллизационной дифференциации и требует привлечения более сложных моделей развития.

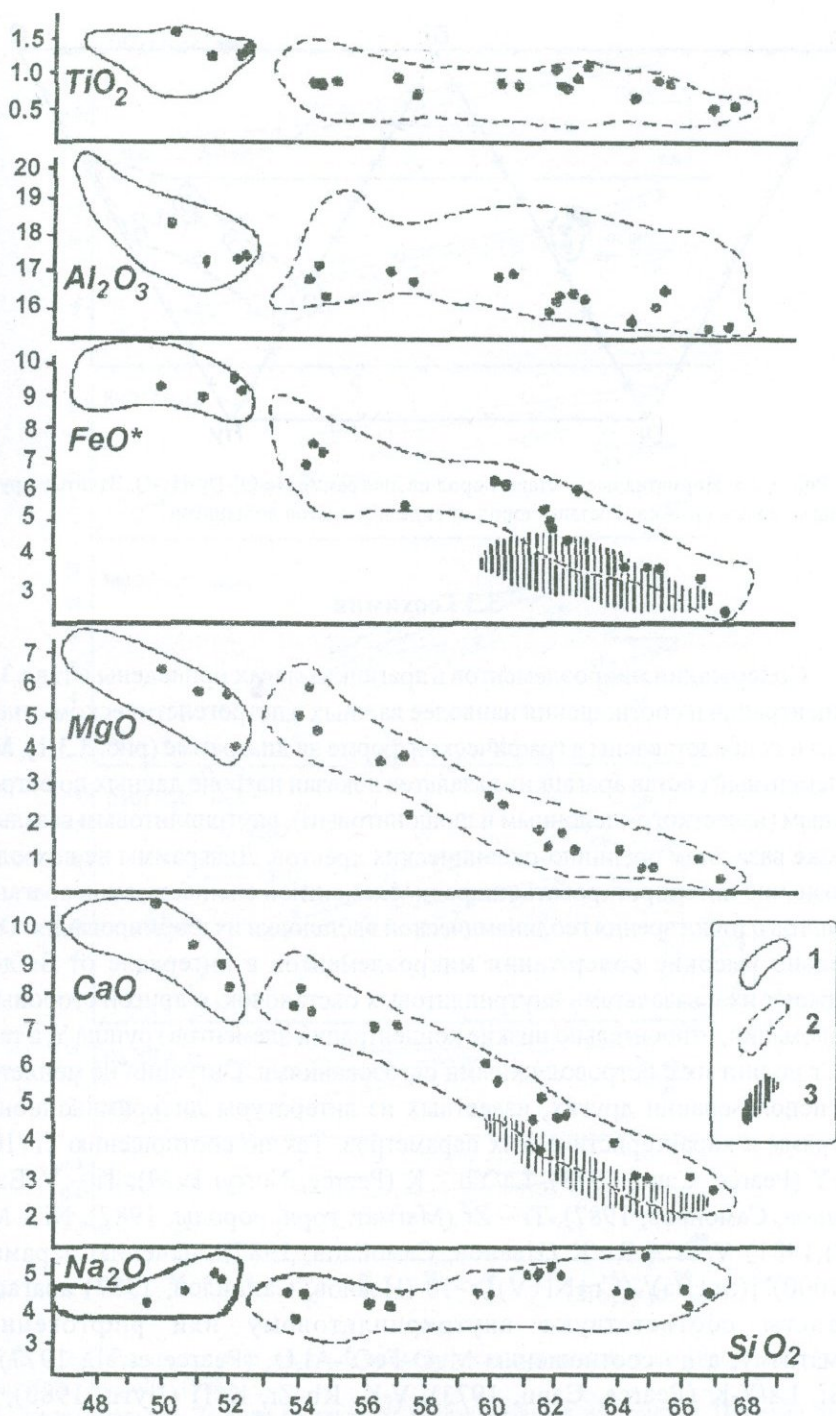


Рис. 3.2.2. Составы пород арагацкой серии на петрохимических вариационных диаграммах. 1-поле составов базальтов; 2- поле составов от андезитбазальтов до дацитов; 3- поле составов игнимеритов.

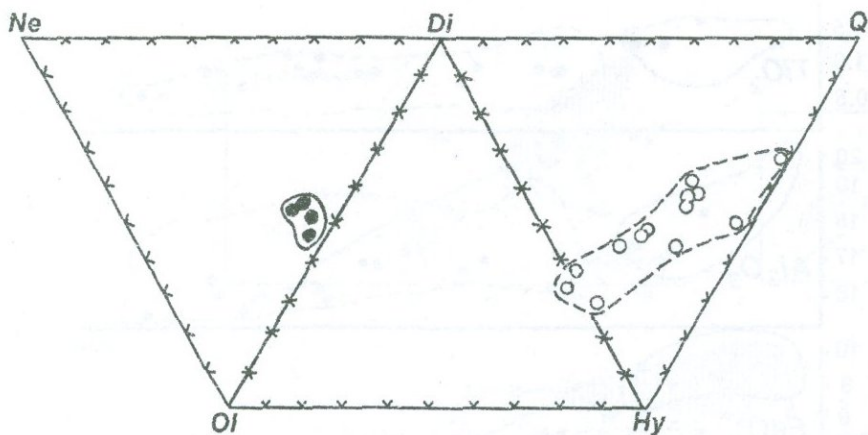


Рис. 3.2.3. Нормативные составы пород на диаграмме Ne-Ol-Dy-Ну-Q. Залитые кружки - базальты; полые кружки - составы пород от андезитобазальтов до дацитов.

3.3 Геохимия

Содержания микроэлементов в арагацких лавах приведены в табл.3.3.1. Концентрации и соотношения наиболее важных в петрогенетическом отношении из них представлены в графической форме на диаграмме (рис. 3.3.1). Микроэлементный состав арагацких базальтов показан на фоне данных по островодужным (известково-щелочным и шошонитовым), внутриплитовым базальтам, а также базальтам срединно-океанических хребтов. Диаграммы не позволяют однозначно интерпретировать тип редкоэлементной специализации арагацких базальтов с точки зрения геодинамической обстановки их формирования. Относительно высокие содержания микроэлементов в интервале от Sr до Ti сближают их с базальтами внутриплитовых обстановок, с другой стороны Ta-Nb аномалия, относительно низкие концентрации элементов группы Y, а также Sc, Cr роднит их с островодужными образованиями. Ситуация не меняется и при использовании других, известных из литературы дискриминационных диаграмм и характеристических параметров. Так по соотношению $Ti/100 - Zr-3Y$ (Pearce, Cann, 1973), $La/Yb - K$ (Pearce, Norry, 1979), $Ti - V, Ba - V$ (Иванов, Самойлов, 1987), $Ti - Zr$ (Магмат. горн. породы, 1987), $Ni - MgO$ (Gill, 1981) $V/Cr - Rb/K$ (Иванов, Самойлов, 1987) значению параметра $(K/1000) * [(Sr+Ba)/(Cr+Ni+V)] >> 10$ (Иванов, Самойлов, 1987) арагацкие базальты соответствуют внутриплитовому или рифтогенному магматизму, а по соотношению $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ (Pearce et al., 1977) $Zr-Ti-Si, La/Y-K$ (Pearce, Cann, 1973), $V-K, Rb-Zr, K-Ti$ (Лутц, 1980), они близки к островодужным вулканитам.

В арагацких андезитах островодужные тенденции приобретают несколько более выраженный характер ($Ba/Ta > 450$ содержания Ta и Th заимствованы из работы (Попов и др., 1987) (Магмат. горн. породы, 1987), $Ba/La > 15, 2 < La/$

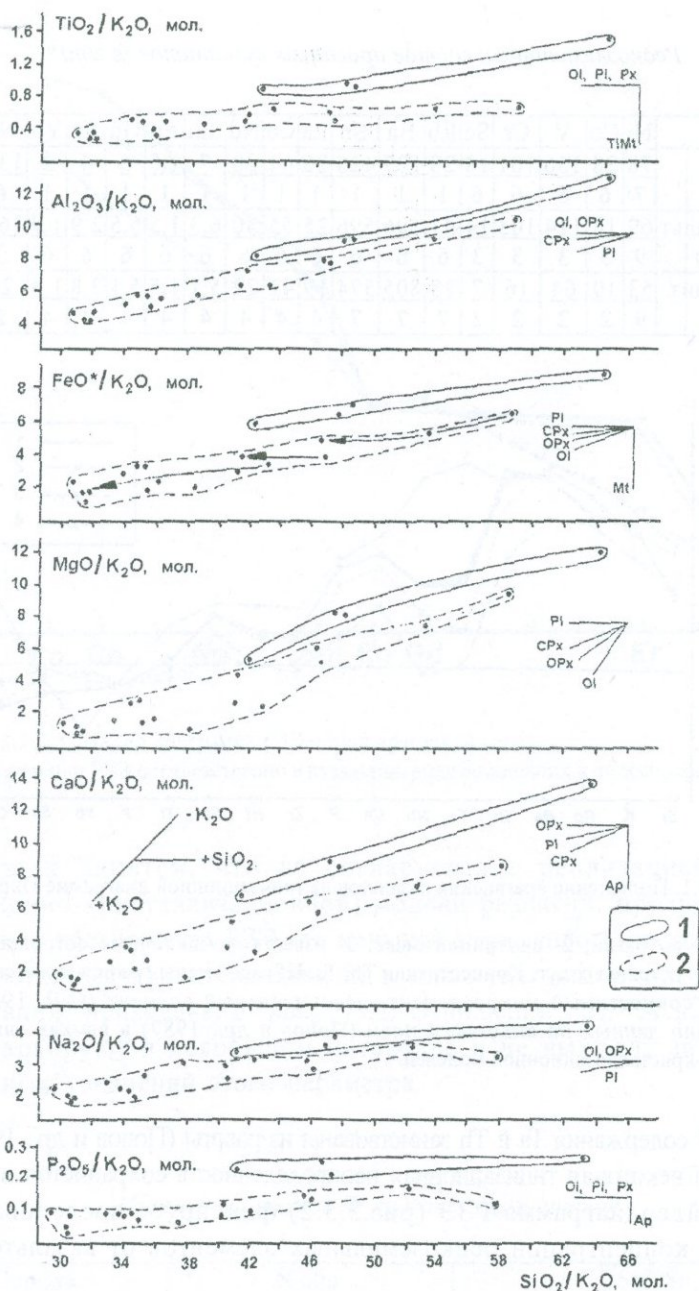


Рис. 3.2.4. Распределение составов представительных образцов на диаграммах Пирса (Pearce, 1988; Nicholls, 1988).

1- поле базальтов, 2- поле составов от андезibasальтов до дацитов. Пучками лучей показаны направления эволюции расплавов в зависимости от фракционирования того или иного минерала. На графике $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ - $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ показано возможное поведение магматической системы при выносе калия (вариант дегазации с удалением наиболее легкоподвижных компонентов) и его привносе (вариант подпитки флюидами, обогащенными щелочами), а также добавлении кремнезема (вариант контаминации исходной магмы кислым веществом).

Таблица 3.3.1
Редкоземельный состав арагацких вулканитов (в г/т)^{х)}

Порода	Ni	Co	V	Cr	Sc	Rb	Ba	Sr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Er	Yb	Nb	Zr	Y
Базальт	78	28	156	101	18	28	537	425	26	64	30	7	1,5	5	4	2	13,2	138	22
	7	6	6	6	6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	6	7	7
Андезибазальт	69	18	114	103	14	42	596	596	25	55	30	6,3	1,5	5,5	2,9	1,9	16,5	176	22
+андезит	9	3	3	3	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	3	9	9
Андезидацит	53	10	64	16	7	38	805	574	19	42	22	5,1	1,5	5,1	3,8	1,8	24	192	25
+дацит	9	2	2	2	2	7	7	7	4	4	4	4	4	4	4	4	2	7	7

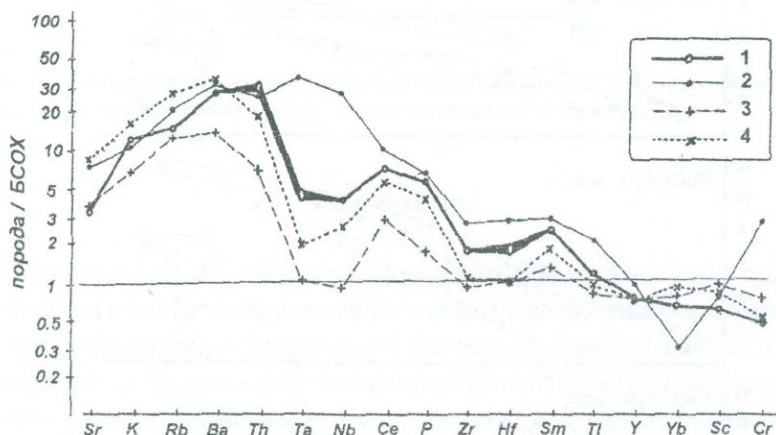


Рис. 3.3.1. Положение арагацских базальтов на типизационной диаграмме Пирса (Pearce, 1982).

Базальты: 1- в.Арагац; 2- внутриплитовые; 3- известково-щелочные островных дуг; 4- шононитовые островных дуг. Концентрации Th, Ta, Hf рассчитаны графическим способом на диаграмме "совместимый микроэлемент - несовместимый элемент" (Gill, 1981) путем экстраполяции данных по андезибазальтам (Попов и др., 1987) в рамках гибридной и фракционно-кристаллизационной моделей.

$2 < La/Th < 7$ содержания Ta и Th заимствованы из работы (Попов и др., 1987) (Gill, 1981), хотя некоторая типизационная неопределенность сохраняется и в них.

Спайдердиаграмма РЗЭ (рис.3.3.2) фиксирует последовательное снижение концентраций редкоземельных элементов от базальтов через

^{х)} Редкоземельные элементы определены в ИЛС АН СССР П. К. Кепежинским методом спектрометрии с индуктивной плазмой; Ba а также Co, V, Cr, Sc, Nb -количественным спектральным анализом в ИЛС АН СССР П.К. Кепежинским и в ИГН АН Армении Г. М. Мкртчяном соответственно; содержания Ni, Zr и Y усреднены по данным количественного спектрального анализа (ИГН АН Армении, аналитик Г. М. Мкртчян) и рентгено-флюоресцентного анализа (ИЛС АН СССР, аналитик П. К. Кепежинский). Числа в знаменателе-количество усредненных анализов.

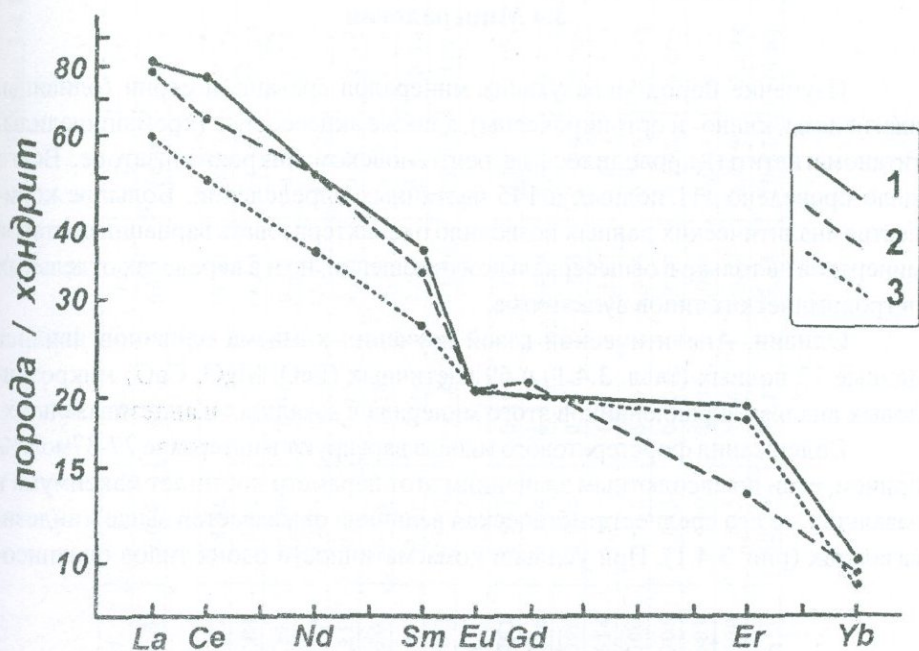


Рис. 3.3.2. Спайдер диаграмма РЗЭ пород арагацкой серии.
1-3 распределение РЗЭ соответственно в базальтах, андезибазальтах и андезидацитах, дацитах.

андезиты к дацитам, что не согласуется с реализацией простой (фракционно-кристаллизационной) модели развития, предполагающей накопление большинства РЗЭ, по меньшей мере, вплоть до андезитов.

Изотопные характеристики Sr в базальтах, андезитах, дацитах (4 определения) приведены в табл. 3.3.2. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных лавах варьируют в небольшом интервале и не выходят за пределы "мантийных" значений этого параметра.

Таблица 3.3.2
Изотопный состав Sr арагацких вулканитов

Порода	N обр.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
базальт	585-Г	$0,70428 \pm 0,00009$
андезит	351	$0,70452 \pm 0,00015$
дацит	357	$0,70449 \pm 0,00001$
дацит	363	$0,70432 \pm 0,00017$

3.4 Минералогия

Изучение породообразующих минералов арагацкой серии (оливины, плагиклазы, клино- и ортопироксены), а также аксессуаров (хромшпинелиды, титаномagnetиты) проводилось на рентгеновском микроанализаторе. Всего было проведено 111 полных и 145 частичных определений. Большое количество аналитических данных позволило охарактеризовать вариации составов минералов не только в общесериальном отношении, но и в пределах отдельных петрохимических типов вулканитов.

Оливин. Аналитической вазой изучения химизма оливинов явились данные 12 полных (табл. 3.4.1) и 69 частичных (FeO, MgO, CaO) микрозондовых анализа вкрапленников этого минерала в базальтах и андезибазальтах.

Содержания форстеритового минала варьируют в интервале 77-87мол.%, причем, если по абсолютным значениям этот параметр достигает максимума в базальтах, то его среднестатистическая величина оказывается выше в андезибазальтах (рис. 3.4.1). При условии комагматичности обоих типов оливинсо-

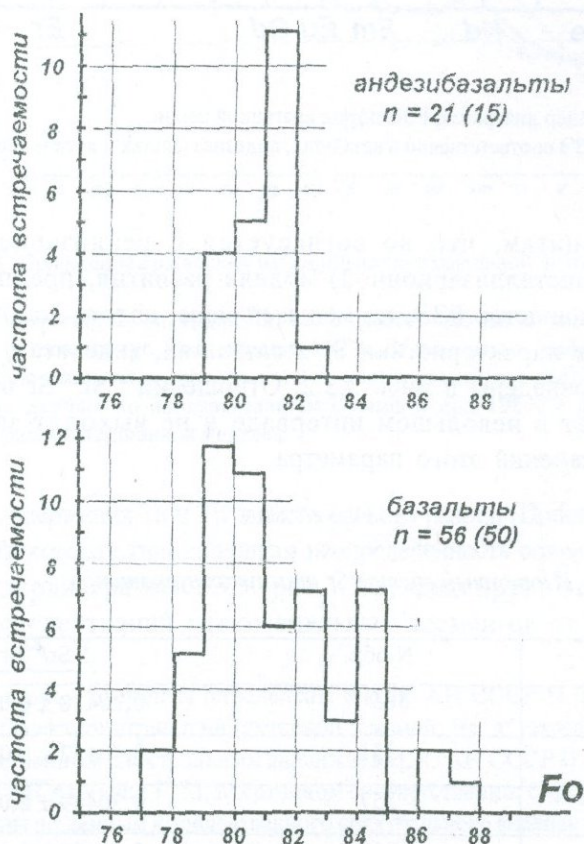


Рис. 3.4.1. Гистограмма составов оливина в Арагац. n- общее количество анализов, в скобках - количество неполных анализов.

Составы оливинов*)

NN обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	595-16	595-13	595-14	282-11	282-9	282-10	66-3	66-6	66-5	66-1	66-4	66-2
Содержание окислов												
SiO ₂	39,88	39,34	38,28	38,80	39,67	39,82	38,72	38,50	39,35	39,42	38,93	39,32
FeO	16,89	18,02	18,05	19,26	19,44	20,59	18,01	18,41	18,70	18,84	18,96	18,85
MnO	0,29	0,29	0,30	0,32	0,30	0,27	0,31	0,29	0,32	0,27	0,34	0,30
MgO	43,52	43,05	42,44	41,63	42,06	41,03	42,34	42,33	42,50	42,12	42,35	41,62
CaO	0,21	0,22	0,20	0,22	0,18	0,18	0,21	0,18	0,18	0,20	0,19	0,19
NiO	0,18	0,15	0,13	0,14	0,16	0,17	0,20	0,16	0,18	0,18	0,18	0,19
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,44	0,02
Σ	100,98	101,18	99,42	100,39	101,83	102,06	99,83	99,87	101,24	101,06	100,99	100
Содержание катионов												
Si	1,001	0,993	0,984	0,987	0,999	1,005	0,991	0,987	0,995	0,999	0,982	1,001
Fe	0,354	0,381	0,389	0,414	0,409	0,433	0,386	0,394	0,395	0,398	0,406	0,402
Mn	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,016	0,006	0,006	0,006	0,006	0,008	0,006
Mg	0,628	1,618	1,626	1,596	1,579	1,543	1,614	1,617	1,601	1,587	1,613	1,578
Ca	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006
Ni	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Σ	2,998	3,007	3,014	3,012	3,001	2,995	3,009	3,012	3,005	3,000	3,019	2,998
Fo	82,10	80,97	80,71	79,37	79,37	78,00	80,71	80,39	80,19	79,94	79,87	79,68

*) 1-6-оливины из базальтов; 7-12-оливины из андезитбазальтов

державших пород это можно было бы связать с простым наследованием андези-
 базальтами части ранних оливинов базальтовой стадии кристаллизации. Вместе
 с тем, значительная обогащенность оливинов из андезибазальтов никелем и
 обедненность кальцием (рис. 3.4.2, 3.4.3) относительно оливинов той же
 магнезиальности из базальтов свидетельствует о различиях в физико-
 химических условиях их формирования.

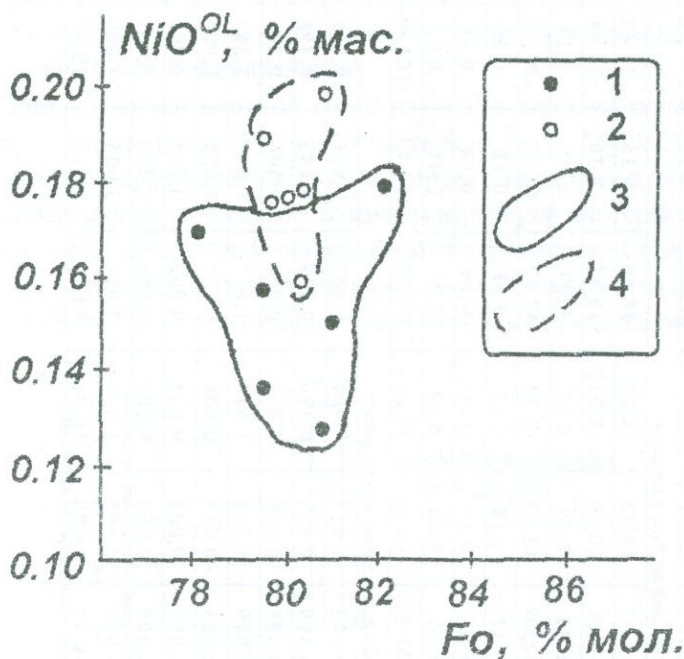


Рис. 3.4.2. Корреляция содержаний NiO в оливинах и Fo минерала. 1,2- составы оливинов соответственно из базальтов и андезибазальтов, 3,4- поля составов оливина соответственно из базальтов и андезибазальтов.

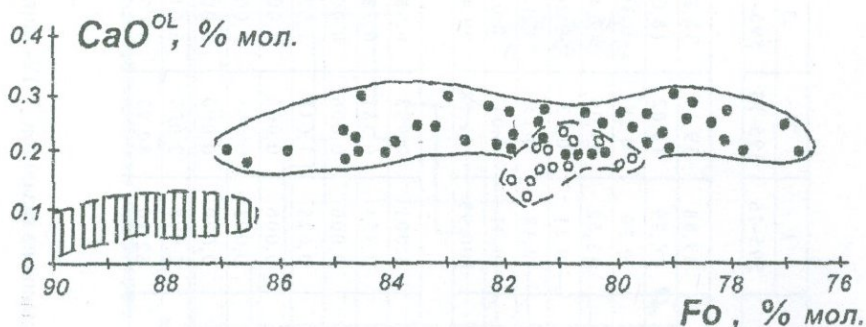


Рис. 3.4.3. Корреляция содержаний CaO в оливинах и Fo минерала. Диаграмма построена по данным 65 частичных микрозондовых определений. Заштрихованная область соответствует составам оливина из мантийных ксенолитов (Willie, 1967).

Хромшпинелид. Ввиду скудности хромшпинелидовой вкрапленности в арагацких вулканитах и их плохой сохранности, были изучены лишь кристаллические микровключения шпинелидов в оливинах. По составам хромшпинелиды в оливинах базальтов и андезибазальтов (табл. 3.4.2) характеризуются

Таблица 3.4.2

Составы хромшпинелидов из оливинов базальтов и андезибазальтов)*

NN обр.	1	2	3	4	5	6	7	8
	595-14	282-11	595-16	595-16	66-3	66-6	66-5	66-5
Содержание окислов								
SiO ₂	0,20	0,08	0,13	0,06	0,08	0,10	0,12	0,09
TiO ₂	2,14	9,73	12,43	9,37	1,61	5,99	4,59	7,73
Al ₂ O ₃	16,01	11,48	10,26	9,54	13,30	11,17	11,40	8,77
Fe ₂ O ₃	25,67	31,57	33,28	40,26	30,81	29,81	33,09	32,60
FeO	26,02	31,97	33,41	31,53	22,92	27,41	26,54	28,21
MnO	0,37	0,31	0,36	0,38	0,25	0,37	0,31	0,32
MgO	6,09	5,85	6,78	5,95	7,34	6,82	6,57	6,87
Cr ₂ O ₃	21,91	6,14	2,33	1,54	21,22	16,62	15,20	12,37
V ₂ O ₃	0,28	0,48	0,56	0,60	0,32	0,48	0,38	0,42
NiO	0,20	0,33	0,35	0,27	0,19	0,27	0,23	0,19
ZnO	0,23	0,11	0,05	0,09	0,14	0,20	0,05	0,06
Σ	99,12	98,05	99,94	99,59	98,21	99,24	98,48	97,63
Содержание катионов								
Si	0,006	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002
Ti	0,055	0,269	0,319	0,245	0,041	0,154	0,120	0,205
Al	0,639	0,499	0,415	0,389	0,534	0,453	0,465	0,364
Fe ³⁺	0,655	0,879	0,863	1,062	0,796	0,770	0,863	0,867
Fe ²⁺	0,737	0,981	0,953	0,915	0,655	0,784	0,766	0,829
Mn	0,010	0,009	0,010	0,010	0,008	0,010	0,008	0,011
Mg	0,307	0,320	0,343	0,307	0,374	0,350	0,336	0,359
Cr	0,586	0,177	0,062	0,042	0,575	0,449	0,415	0,343
V	0,008	0,013	0,016	0,017	0,008	0,012	0,012	0,013
Ni	0,006	0,011	0,010	0,008	0,006	0,008	0,006	0,006
Zn	0,004	0,004	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,001
Σ	3,013	3,164	2,997	2,999	3,001	2,998	2,997	3,000
Характеристики								
Fe ²⁺ /Fe ³⁺ _(Sp)	1,13	1,13	1,12	0,87	0,83	1,02	0,89	0,96
Fe ²⁺ /Fe ³⁺ _(L)	3,28				2,19	2,89	2,42	2,67
Mg _(Sp)	29,40	24,56	26,53	25,14	36,30	30,68	30,58	30,23
Cr/(Cr+Al+Fe ³⁺)	0,31	0,12	0,05	0,03	0,30	0,26	0,24	0,22
%Fo в Ol	80,71	79,37	82,10		80,71	80,39	80,19	

*) Номера проанализированных шпинелидов соответствуют таковым в мешающих оливинах; 1-4 и 5-8 шпинелиды из оливинов базальтов и андезибазальтов соответственно.

Расчет отношения Fe²⁺/Fe³⁺ в расплаве (L) проводился согласно модели (Mourel C., Mourel P., 1982). Содержание Fe₂O₃ в шпинели рассчитывалось по стехиометрии.

значительной близостью по ряду элементов (рис. 3.4.4). Вместе с тем, по содержаниям Mg, Al, Fe^{3+} шпинелиды андезибазальтов слагают изолированные поля, не вписывающиеся в тренды составов шпинелидов базальтов, демонстрируя при сопоставимой хромистости относительную обогаченность Mg и Fe^{3+} и обедненность Al (см. рис. 3.4.4).

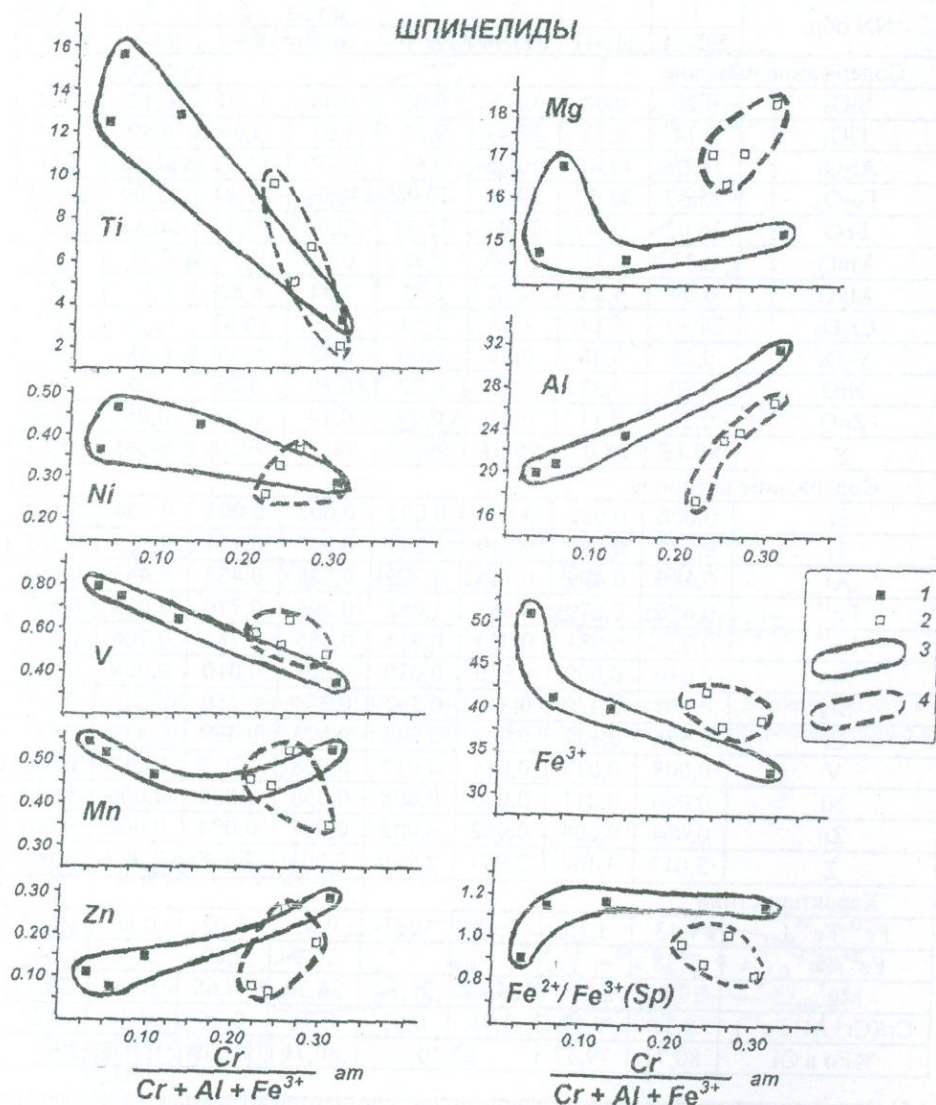


Рис. 3.4.4. Составы хромшпинелидов на двухкомпонентных варнационных диаграммах: 1,2-хромшпинелиды из оливинов соответственно из базальтов и андезибазальтов; 3,4- поля составов хромшпинелидов соответственно из базальтов и андезибазальтов.

Различия по Al и Mg в базальтовой и андезибазальтовой системе могут быть связаны со значительным увеличением в кристаллизующейся минеральной ассоциации последней доли плагиоклаза-основного глиноземсодержащего минерала, а также сменой оливина на ликвидусе содержащим меньше магния ортопироксеном. Определенная роль в этом могла принадлежать и процессу окисления среды минералообразования, активное протекание которого на стадии формирования андезибазальтового расплава диагностируется по более низким значениям отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в соответствующих шпинелидах (С. Maurel, Р. Maurel, 1982) (см. рис. 3.4.4). Дополнительное перераспределение железа в трехвалентную форму в расплаве в этом случае, очевидно, отразилось бы в повышенной активности Fe^{3+} по отношению к другому трехвалентному катиону — Al и в уменьшении активности Fe^{2+} относительно других двухвалентных, в частности, Mg. В этой связи можно предположить, что при интенсивном выделении плагиоклаза и смене оливина ортопироксеном "излишек" Fe^{3+} может частично замещать Al, а Mg — восполнить "дефицит" Fe^{2+} в составе кристаллизующегося из андезибазальтового расплава шпинелида.

Плагиоклаз. Состав плагиоклазов рассматривается на базе 36 полных микронзондовых анализов (табл. 3.4.3). По соотношениям альбитовых, анортитовых и ортоклазовых миналов ($Ab_{37-73} An_{27-63} Or_{0,15-9,12}$) плагиоклазы относятся к ряду лабрадор-андезин-олигоклаз, демонстрируя значительное возрастание среднестатистического содержания щелочных компонентов (K и Na) от основных пород к кислым (табл. 3.4.3, рис. 3.4.5, 3.4.6). Примечательно, что диапазон вариаций анортита в плагиоклазах из средних по составу пород практически охватывает весь интервал значений этого параметра по всей арагацкой серии в целом.

Клинопироксен. Микронзондовым анализом определены составы (34 полных и 24 частичных) клинопироксенов. Данные приведены в табл. 3.4.4 и представлены на рис. 3.4.7. Практически все изученные клинопироксены относятся к маложелезистым, обогаченным кальцием авгитам. В андезибазальтах по сравнению с базальтами клинопироксен статистически более магнезиален (рис. 3.4.8). В интервале сопоставимой магнезиальности клинопироксены базальтов и андезибазальтов значимо различаются по содержаниям ряда компонентов, и прежде всего — SiO_2 и CaO (рис. 3.4.9).

Ортопироксен. Все проанализированные ортопироксены (16 полных и 52 частичных микронзондовых определений) отвечают составу бронзита (табл. 3.4.5, см. рис. 3.4.7). Наблюдается общая тенденция к снижению их магнезиальности, а также содержаний CaO, Al_2O_3 , Cr_2O_3 и возрастанию TiO_2 и MnO в ряду от андезибазальтов к дацитам (рис. 3.4.10-3.4.12). Вместе с тем, в пределах каждой разновидности пород вкрапленники ортопироксенов по вариациям составов образуют тренды секущие общесериальную линию изменения химизма этого минерала (см. рис. 3.4.11-3.4.12). В базальтах ортопироксен отсутствует.

Таблица 3.4.3

Составы плагиоклазов*)

NNобр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	62ц	62к	358-ц	358-к	141/1	141/1	183/0	251/1	1	1	184	183/0	217	111	360	217	360	201
Содержание окислов																		
SiO ₂	52,81	55,13	52,80	52,40	51,16	51,55	53,64	54,39	54,34	54,70	56,60	56,05	56,09	57,21	54,70	59,83	57,80	60,80
TiO ₂	0,06	0,08	-	-	0,09	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,07	0,04	0,03	0,07	-	0,05	-	0,07
Al ₂ O ₃	31,52	28,81	29,70	29,50	32,57	31,92	29,73	28,12	28,41	29,62	28,79	28,71	29,43	29,19	28,30	26,63	26,50	26,52
FeO	0,60	0,60	-	-	0,62	0,66	0,58	0,77	0,95	0,95	0,59	0,42	0,38	0,59	-	0,50	-	0,33
MgO	0,11	0,10	-	-	0,08	0,08	0,11	0,11	0,16	0,14	0,10	0,04	0,02	0,06	-	0,02	-	0,02
CaO	12,12	10,46	12,63	12,18	12,20	11,51	11,63	10,76	10,62	10,96	9,64	9,10	8,87	8,52	7,32	6,69	6,80	5,41
Na ₂ O	5,19	4,92	4,80	5,85	4,06	4,28	4,84	4,79	4,90	5,19	5,67	6,25	6,19	6,11	7,75	7,17	7,90	7,37
K ₂ O	-	-	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,80	-	0,75	-
BaO	-	-	0,08	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12	-	0,15	-
Σ	102,41	100,16	100,05	100,03	100,75	100,07	100,59	99,02	99,46	101,64	101,46	100,61	101,01	101,75	99,99	100,89	99,90	100,52
Содержание катионов в пересчете на 8 атомов кислорода																		
Si	2,345	2,486	2,396	2,387	2,302	2,335	2,416	2,478	2,467	2,438	2,507	2,506	2,493	2,519	2,486	2,638	2,599	2,675
Ti	0,002	0,002	-	-	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	-	0,001	-	0,002
Al	1,649	1,528	1,586	1,580	1,729	1,701	1,574	1,510	1,521	1,552	1,501	1,509	1,538	1,513	1,517	1,383	1,405	1,375
Fe	0,021	0,003	-	-	0,024	0,025	0,022	0,030	0,035	0,035	0,021	0,016	0,013	0,021	-	0,019	-	0,013
Mg	0,008	0,008	-	-	0,005	0,005	0,008	0,008	0,011	0,011	0,008	0,003	0,003	0,005	-	0,003	-	0,003
Ca	0,579	0,504	0,616	0,593	0,589	0,557	0,563	0,525	0,518	0,522	0,458	0,435	0,422	0,402	0,357	0,318	0,327	0,254
Na	0,448	0,433	0,420	0,520	0,357	0,375	0,422	0,421	0,431	0,450	0,485	0,543	0,534	0,519	0,682	0,615	0,686	0,629
K	-	-	0,002	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,104	-	0,043	-
Ba	-	-	0,002	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,003	-	0,003	-
Σ	5,052	4,964	5,022	5,084	5,009	5,000	5,007	4,974	4,985	5,010	4,982	5,013	5,004	4,981	5,149	4,977	5,063	4,951
Характеристики																		
An	56,34	54,01	58,98	53,42	62,41	59,77	57,04	55,38	54,50	53,84	48,44	44,59	44,20	43,51	31,16	34,02	30,94	28,87
Ab	43,66	45,99	40,57	46,43	37,59	40,23	42,96	44,62	45,50	46,16	54,56	55,41	55,80	56,49	59,72	65,98	65,01	71,13
Or	-	-	0,45	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,12	-	4,06	-

N№бр.	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	137/1	159	159	137/1	54	54	71	71	361-К	361-Ц	137/6	5К	137/6	5Ц	42	42	362-к	362-ц
Содержание окислов																		
SiO ₂	54,16	54,54	54,69	55,41	56,22	57,13	55,62	54,38	62,10	62,40	53,08	55,47	55,35	58,79	58,46	58,35	59,50	60,90
TiO ₂	0,05	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07	0,03	0,07	-	-	0,06	0,08	0,04	0,07	0,05	0,08	-	-
Al ₂ O ₃	29,62	29,99	29,78	30,47	29,61	27,88	29,34	28,68	23,20	22,60	30,64	29,95	29,31	27,76	27,76	27,37	25,60	23,90
FeO	0,53	0,49	0,56	0,49	0,52	0,52	0,53	0,50	-	-	0,56	0,44	0,52	0,48	0,31	0,30	-	-
MgO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	-	-	0,05	0,04	0,07	0,04	0,02	0,02	-	-
CaO	9,76	9,67	9,68	9,39	9,14	8,37	8,56	7,77	6,06	5,52	10,08	9,40	8,38	7,14	6,27	6,28	6,00	5,80
Na ₂ O	5,41	5,46	5,50	5,81	6,09	5,88	6,49	6,93	7,20	8,18	5,21	5,89	6,03	6,39	7,11	7,22	8,45	8,50
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	1,15	1,15	-	-	-	-	-	-	0,75	1,20
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,21	-	-	-	-	-	-	0,12	0,18
Σ	99,59	100,26	100,34	101,69	101,71	99,92	100,62	98,39	99,79	100,06	99,68	101,27	99,70	100,67	99,98	99,62	100,42	100,48
Содержание катионов в пересчете на 8 атомов кислорода																		
Si	2,451	2,465	2,454	2,449	2,485	2,554	2,485	2,485	2,767	2,781	2,404	2,464	2,491	2,598	2,596	2,604	2,654	2,718
Ti	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	-	-	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	-	-
Al	1,576	1,558	1,573	1,588	1,540	1,472	1,541	1,543	1,220	1,188	1,631	1,564	1,551	1,450	1,457	1,441	1,344	1,255
Fe	0,019	0,019	0,022	0,019	0,019	0,019	0,019	0,019	-	-	0,022	0,016	0,019	0,019	0,011	0,011	-	-
Mg	0,003	0,005	0,003	0,003	0,005	0,005	0,005	0,006	-	-	0,005	0,003	0,005	0,003	0,003	0,003	-	-
Ca	0,473	0,467	0,463	0,446	0,433	0,400	0,411	0,379	0,289	0,265	0,487	0,449	0,403	0,329	0,299	0,300	0,287	0,276
Na	0,473	0,478	0,480	0,499	0,520	0,51	0,564	0,615	0,621	0,707	0,457	0,507	0,524	0,547	0,614	0,627	0,728	0,735
K	-	-	-	-	-	-	-	-	0,070	0,070	-	-	-	-	-	-	0,043	0,070
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	0,003	0,003	-	-	-	-	-	-	0,003	0,003
Σ	4,996	4,993	4,997	5,006	5,004	4,962	5,026	5,049	4,970	5,014	5,008	5,005	4,994	4,948	4,981	4,988	5,059	5,057
Характеристики																		
An	49,91	49,45	49,30	47,17	45,34	44,04	42,15	38,27	29,63	25,44	51,67	46,85	43,43	38,17	32,77	32,46	27,05	25,64
Ab	50,09	50,55	50,70	52,83	54,66	55,96	57,85	61,73	63,68	68,25	48,33	53,15	56,57	61,83	67,23	67,54	68,93	68,03
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	6,69	6,31	-	-	-	-	-	-	4,02	6,32

*) Индексами "Ц" и "К" при номерах образцов обозначены центральные и краевые (периферийные) области зональных кристаллов плагиоклаза. 1-4-плагиоклазы из базальтов, 5-12-андезиобазальтов, 13-18-андезитов, 19-28-андезидацитов, 29-36-дацитов

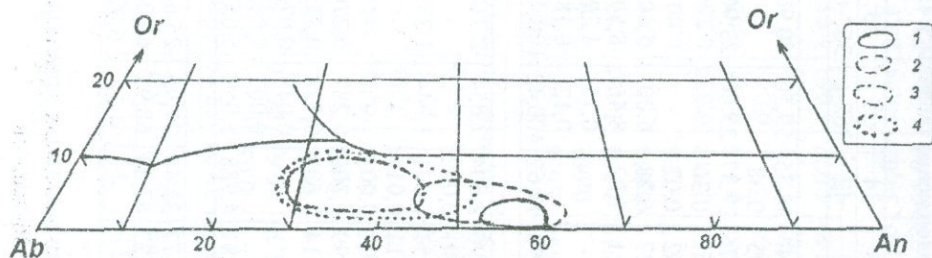


Рис. 3.4.5. Номенклатура плагиоклазов. 1-4- поля составов плагиоклазов соответственно из базальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов. Содержания Or оценены с учетом интервалов вариаций $KAlSi_3O_8$ в плагиоклазах каждой из разновидности пород, приведенных в (Гукасян, 1985²).

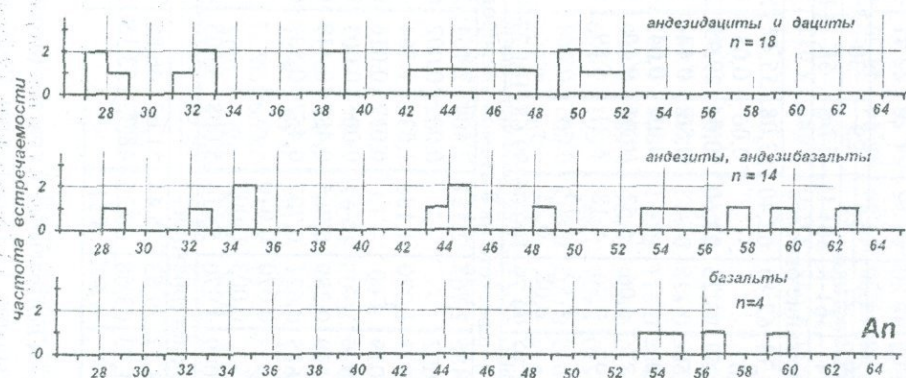


Рис. 3.4.6. Гистограмма составов плагиоклаза в породах в.Арагац; n- количество анализов.

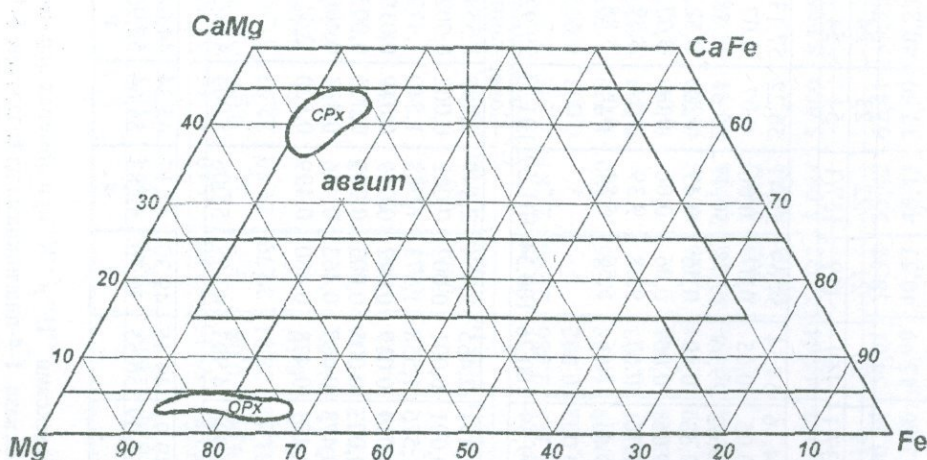


Рис. 3.4.7. Номенклатура пироксенов. Поля пироксенов ооконтурены по данным полных и частичных микрозондовых анализов.

Таблица 3.4.4

Составы клинопироксенов*)

N обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Компоненты	637	282	637	62/1	62/2	62/3	637	62/4	66/1	66/2	67/1	67/2	H-184/1	67/3	H-184/2	H-184/3
Содержание окислов, вес. %																
SiO ₂	51,04	51,09	50,35	50,51	51,75	51,43	50,40	51,16	51,27	50,28	51,82	51,29	51,90	50,91	50,73	49,58
TiO ₂	1,20	1,00	1,51	1,72	1,26	1,64	1,84	1,70	1,00	1,28	1,24	1,26	1,03	1,36	1,23	1,35
Al ₂ O ₃	4,70	3,30	6,18	5,04	2,54	3,48	6,36	3,30	3,19	3,36	3,10	3,32	2,18	3,14	2,86	3,83
FeO	6,53	7,36	7,49	7,86	8,31	8,29	7,92	8,79	6,29	7,18	8,35	8,57	8,77	8,78	8,79	9,27
MnO	-	0,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,30	-	0,25	0,26
MgO	14,83	14,79	14,62	14,77	15,28	15,00	14,29	14,78	15,77	15,50	15,65	15,54	15,61	15,32	15,03	14,75
CaO	18,72	19,61	19,76	19,51	18,91	19,54	19,32	19,18	20,70	20,02	20,32	20,84	19,35	20,33	19,45	19,88
Na ₂ O	0,50	0,50	0,72	0,64	0,46	0,59	0,74	0,60	0,35	0,43	0,58	0,47	0,44	0,49	0,44	0,48
Cr ₂ O ₃	0,58	0,37	0,17	0,13	0,03	0,08	0,08	0,00	0,45	0,24	0,08	0,08	0,02	0,00	0,00	0,03
Σ	98,10	98,21	100,80	100,18	98,54	100,05	100,95	99,51	99,02	98,29	101,14	101,36	99,60	100,34	98,77	99,44
Содержание катионов в пересчете на 6 атомов кислорода																
Si	1,902	1,920	1,842	1,862	1,938	1,903	1,840	1,906	1,906	1,890	1,901	1,883	1,931	1,889	1,908	1,864
Ti	0,034	0,029	0,042	0,049	0,036	0,044	0,050	0,047	0,029	0,036	0,033	0,035	0,029	0,038	0,034	0,038
Al ^{IV}	0,098	0,080	0,158	0,138	0,062	0,097	0,160	0,094	0,094	0,110	0,099	0,117	0,069	0,111	0,092	0,136
Al ^{VI}	0,108	0,064	0,110	0,079	0,050	0,054	0,116	0,049	0,044	0,039	0,033	0,024	0,029	0,023	0,034	0,031
Fe ²⁺	0,204	0,232	0,228	0,244	0,259	0,256	0,241	0,273	0,196	0,226	0,256	0,263	0,273	0,272	0,275	0,291
Mn	-	0,007	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,009	-	0,009	0,009
Mg	0,824	0,828	0,797	0,810	0,850	0,826	0,778	0,819	0,870	0,867	0,855	0,849	0,865	0,847	0,842	0,827
Ca	0,747	0,787	0,773	0,771	0,758	0,773	0,756	0,765	0,823	0,806	0,799	0,820	0,771	0,809	0,784	0,800
Na	0,036	0,036	0,053	0,044	0,031	0,044	0,053	0,045	0,027	0,032	0,040	0,031	0,031	0,035	0,032	0,032
Cr	0,018	0,009	0,004	0,004	0,001	0,002	0,002	0,000	0,013	0,007	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Σ	3,971	3,992	4,007	4,001	3,985	3,999	3,996	3,998	4,002	4,013	4,018	4,024	4,007	4,024	4,011	4,029
Характеристики																
Wo	42,11	42,69	43,00	42,23	40,52	41,68	42,57	41,15	43,53	42,42	41,79	42,40	40,38	41,92	41,18	41,74
En	46,42	44,81	44,27	44,49	45,57	44,52	43,82	44,12	46,14	45,70	44,80	43,99	45,33	43,95	44,29	43,08
Fs	11,47	12,50	12,73	13,28	13,90	13,80	13,62	14,73	10,33	16,87	13,41	13,61	14,29	14,13	14,53	15,18
Mg*	80,19	78,13	77,64	76,98	76,57	76,34	76,28	74,96	81,70	79,37	76,92	76,39	75,99	75,64	75,24	73,91

*) 1-8-клинопироксены из базальтов; 9-16- из андезитобазальтов; 17-из андезитов, 18-26- из андезитацитов, 27-31- из дацитов

Составы клинопироксенов

N обр.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Компоненты	201	H-15	H-14	H-11	H-12	H-16	H-13	H-17	H-10	137/1	H-9	42/1	42/2	42/3	H-9
Содержание окислов, вес. %															
SiO ₂	52,67	51,76	51,84	51,75	51,99	52,41	51,42	51,51	51,78	52,24	52,75	53,85	52,60	52,68	53,33
TiO ₂	0,47	0,61	0,64	0,65	0,70	0,38	0,83	0,72	0,86	0,74	0,40	0,43	0,88	0,91	0,29
Al ₂ O ₃	2,15	1,89	1,84	1,78	1,92	1,12	2,39	2,19	2,02	2,38	1,38	1,42	1,65	1,63	1,18
FeO	8,27	7,77	7,69	7,78	7,89	8,18	8,11	8,12	8,34	9,10	7,70	8,30	8,36	8,68	9,05
MnO	-	0,42	0,40	0,41	0,40	0,43	0,37	0,43	0,42	-	0,42	-	-	-	0,44
MgO	14,97	15,44	15,29	15,18	15,15	15,37	15,11	14,80	14,88	13,89	15,58	14,91	14,91	14,66	14,46
CaO	20,23	20,75	20,78	20,66	20,64	20,98	20,58	20,85	20,72	20,88	21,06	21,03	20,73	21,27	20,95
Na ₂ O	0,48	0,45	0,42	0,44	0,44	0,43	0,42	0,53	0,53	0,34	0,44	0,51	0,57	0,59	0,43
Cr ₂ O ₃	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	0,03	0,00	0,00
Σ	99,24	99,09	98,90	98,65	99,13	99,30	99,23	99,15	99,55	99,57	99,73	100,45	99,73	100,42	100,13
Содержание катионов в пересчете на 6 атомов кислорода															
Si	1,960	1,936	1,943	1,944	1,944	1,962	1,925	1,930	1,933	1,949	1,959	1,981	1,954	1,951	0,000
Ti	0,013	0,018	0,018	0,020	0,020	0,011	0,023	0,020	0,025	0,020	0,011	0,013	0,025	0,025	
Al ^{IV}	0,040	0,064	0,057	0,056	0,056	0,038	0,075	0,070	0,067	0,051	0,041	0,019	0,046	0,049	
Al ^{VI}	0,058	0,021	0,024	0,025	0,029	0,011	0,033	0,029	0,023	0,057	0,021	0,043	0,030	0,022	
Fe ²⁺	0,257	0,243	0,241	0,244	0,247	0,256	0,254	0,254	0,260	0,285	0,239	0,254	0,259	0,269	
Mn	-	0,013	0,014	0,014	0,013	0,013	0,009	0,013	0,013	-	0,013	-	-	-	
Mg	0,827	0,860	0,853	0,848	0,842	0,854	0,840	0,826	0,825	0,771	0,860	0,817	0,823	0,808	
Ca	0,807	0,831	0,833	0,829	0,826	0,840	0,824	0,837	0,830	0,833	0,838	0,830	0,825	0,843	
Na	0,031	0,032	0,032	0,032	0,031	0,032	0,031	0,041	0,040	0,022	0,031	0,035	0,040	0,044	
Cr	-	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	0,000	-	0,001	0,000	
Σ	3,993	4,017	4,015	4,012	4,008	4,017	4,014	4,020	4,016	3,988	4,013	3,992	4,003	4,011	
Характеристики															
Wo	42,57	42,96	43,23	43,17	43,11	43,03	42,93	43,64	43,23	44,12	43,20	43,58	43,18	43,91	43,52
En	43,85	44,48	44,28	44,14	44,03	43,87	43,86	43,10	43,19	40,86	44,47	43,00	43,22	42,11	41,80
Fs	13,58	12,56	12,49	12,69	12,86	13,10	13,21	13,26	13,58	15,02	12,33	13,42	13,60	13,98	14,68
Mg*	76,34	77,94	77,94	77,64	77,34	76,98	76,80	76,45	76,05	73,10	78,25	76,16	76,05	75,02	73,96

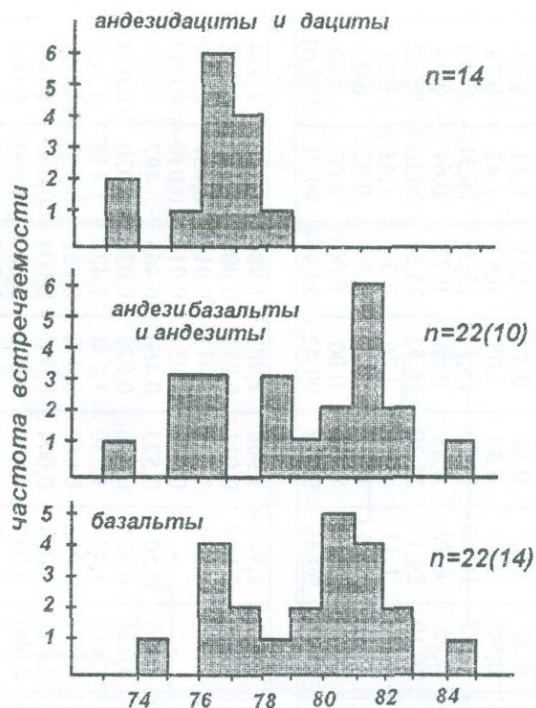


Рис. 3.4.8. Гистограмма составов моноклиновых пироксенов в породах в.Арагац; n- количество анализов, в скобках -количество частичных микрозондовых определений.

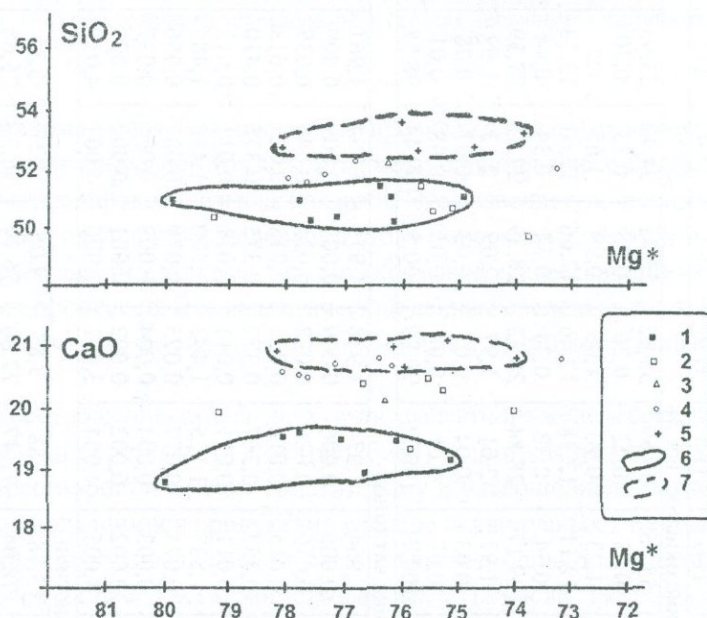


Рис. 3.4.9. Корреляция содержаний SiO_2 и CaO с параметром $\text{Mg}^* = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в моноклиновых пироксенах 1-5 – составы клинопироксенов соответственно из базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов. 6,7 -поля составов клинопироксенов соответственно из базальтов и дацитов. Использованы результаты полных микрозондовых определений.

Таблица 3.4.5

Составы ортопироксенов*)

NN обр.	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
компоненты	H-6	H-5	H-2	H-3	H-4	111	H-15	H-10	H-17	H-16	H-21	H-20	H-19	H-18
Содержание окислов, вес. %														
SiO ₂	55,56	55,59	55,52	55,71	54,42	53,93	54,00	53,76	53,70	53,74	54,34	54,97	53,45	54,10
TiO ₂	0,23	0,22	0,26	0,25	0,33	0,30	0,36	0,37	0,27	0,39	0,37	0,24	0,41	0,38
Al ₂ O ₃	1,23	0,90	1,06	0,99	1,65	1,21	1,14	0,94	0,59	0,80	1,09	0,69	1,42	0,78
FeO	12,11	12,38	12,46	12,66	12,61	13,53	15,43	16,22	16,40	17,06	15,13	15,39	16,31	17,13
MnO	0,34	0,32	0,34	0,34	0,34	0,44	0,67	0,75	0,79	0,88	0,66	0,73	0,64	0,94
MgO	29,17	28,84	28,13	28,39	27,81	27,39	26,40	26,19	26,14	25,30	26,55	26,54	26,03	25,12
CaO	1,97	2,01	1,97	2,09	2,13	1,69	1,41	1,49	1,52	1,56	1,26	1,34	1,43	1,54
Na ₂ O	0,03	0,04	0,07	0,03	0,07	0,08	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,08	0,05	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,71	100,36	99,89	100,51	99,44	98,58	99,45	99,74	99,45	99,78	99,43	99,95	99,71	100,01
Содержание катионов														
Si	1,964	1,974	1,978	1,975	1,954	1,961	1,964	1,959	1,965	1,966	1,983	1,986	1,949	1,974
Ti	0,006	0,006	0,009	0,009	0,009	0,009	0,011	0,011	0,009	0,011	0,011	0,006	0,011	0,018
Al ^{IV}	0,036	0,026	0,022	0,025	0,046	0,039	0,036	0,39	0,026	1,034	0,017	0,014	0,051	0,026
Al ^{VI}	0,015	0,012	0,025	0,018	0,027	0,013	0,012	-	-	0,001	0,031	0,016	0,010	0,009
Fe	0,357	0,367	0,372	0,375	0,378	0,410	0,470	0,495	0,501	0,523	0,460	0,465	0,497	0,521
Mn	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,013	0,020	0,024	0,024	0,026	0,020	0,022	0,020	0,028
Mg	1,537	1,525	1,493	1,500	1,488	1,485	1,431	1,423	1,424	1,380	1,434	1,428	1,414	1,365
Ca	0,074	0,077	0,075	0,079	0,082	0,066	0,055	0,059	0,062	0,062	0,048	0,052	0,057	0,061
Na	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,037	0,004	0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,002	0,002
Cr	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ	4,005	4,004	3,991	3,996	4,001	4,013	4,003	4,012	4,015	4,007	4,006	3,993	4,011	4,004
Характеристики														
Wo	3,78	3,88	3,87	4,06	4,21	3,35	2,80	2,95	3,00	3,11	2,52	2,67	2,84	3,09
En	78,04	77,47	77,00	76,74	76,37	75,68	73,20	72,03	71,75	70,29	73,86	73,45	71,89	70,10
Fs	18,18	18,65	19,13	19,20	19,42	20,97	24,00	25,02	25,25	26,59	23,61	23,89	25,27	26,81
Mg*	81,10	80,58	80,06	79,94	79,68	78,25	75,30	74,18	73,91	72,52	75,76	75,41	73,96	72,31

*) 1-6- составы ортопироксенов из андезибазальтов; 7- из андезитов; 8-11- из андезидацитов; 12-15- из дацитов.

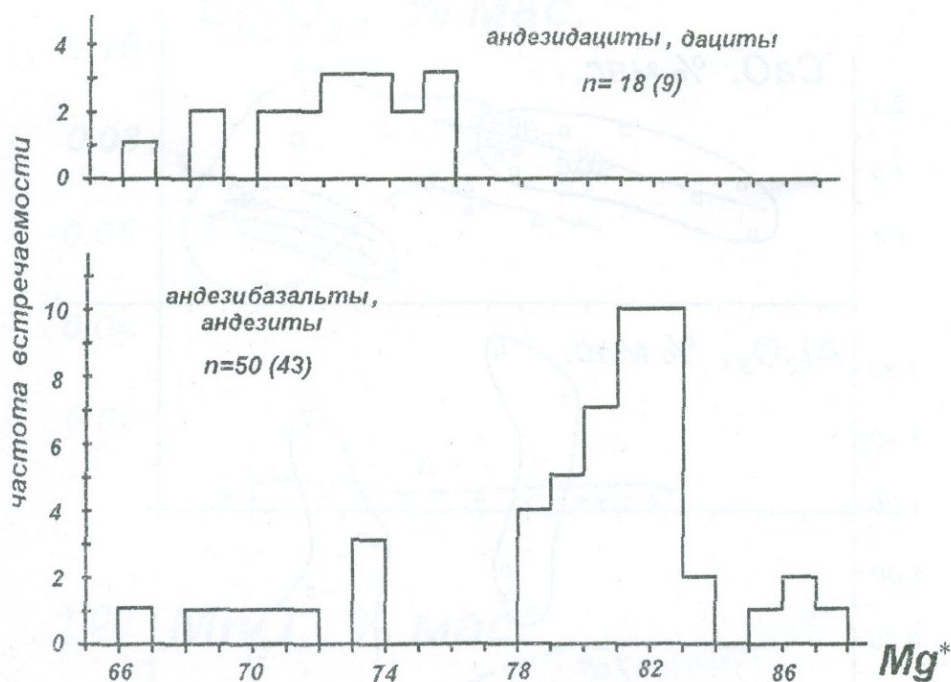


Рис. 3.4.10. Гистограммы магнезиальности ромбических пироксенов в арагацских вулканитах; n- общее количество определений, в скобках — количество частичных анализов.

Титаномагнетит. Большинство из проанализированных на рентгеновском микрозонде титаномагнетитов являются микрокристаллическими включениями в фенокристах пироксенов и плагиоклазов. Это позволяет, во-первых, получить информацию об условиях выделения этого минерала на эффузивной стадии, и, во-вторых, свести к минимуму возможное искажающее влияние на его состав вторичных процессов. Все аналитические данные сведены в табл. 3.4.6. Суммарное железо рассчитано на закисное и окисное по стехиометрии (Carmichael, 1967).

По соотношению титана, двух- и трехвалентного железа составы разделились на две дискретные группы (рис. 3.4.13), соответствующие двум рядам твердых растворов: ильменит-гематитовому и ульвошпинель-магнетитовому, очевидно являющимися продуктами распада ликвидусных титаномагнетитов. Исходный химизм последних не рассчитывался, однако, с учетом расположения точек на рис. 3.4.13, заимствованных у (Гукасян, 1985²) валовых составов монофракций Fe-Ti оксидных минералов можно предположить, что первичные рудные выделения были относительно обеднены титаном и характеризовались преобладанием компонентов ульвошпинель-магнетитового ряда над таковым ильменит-гематитового ряда.

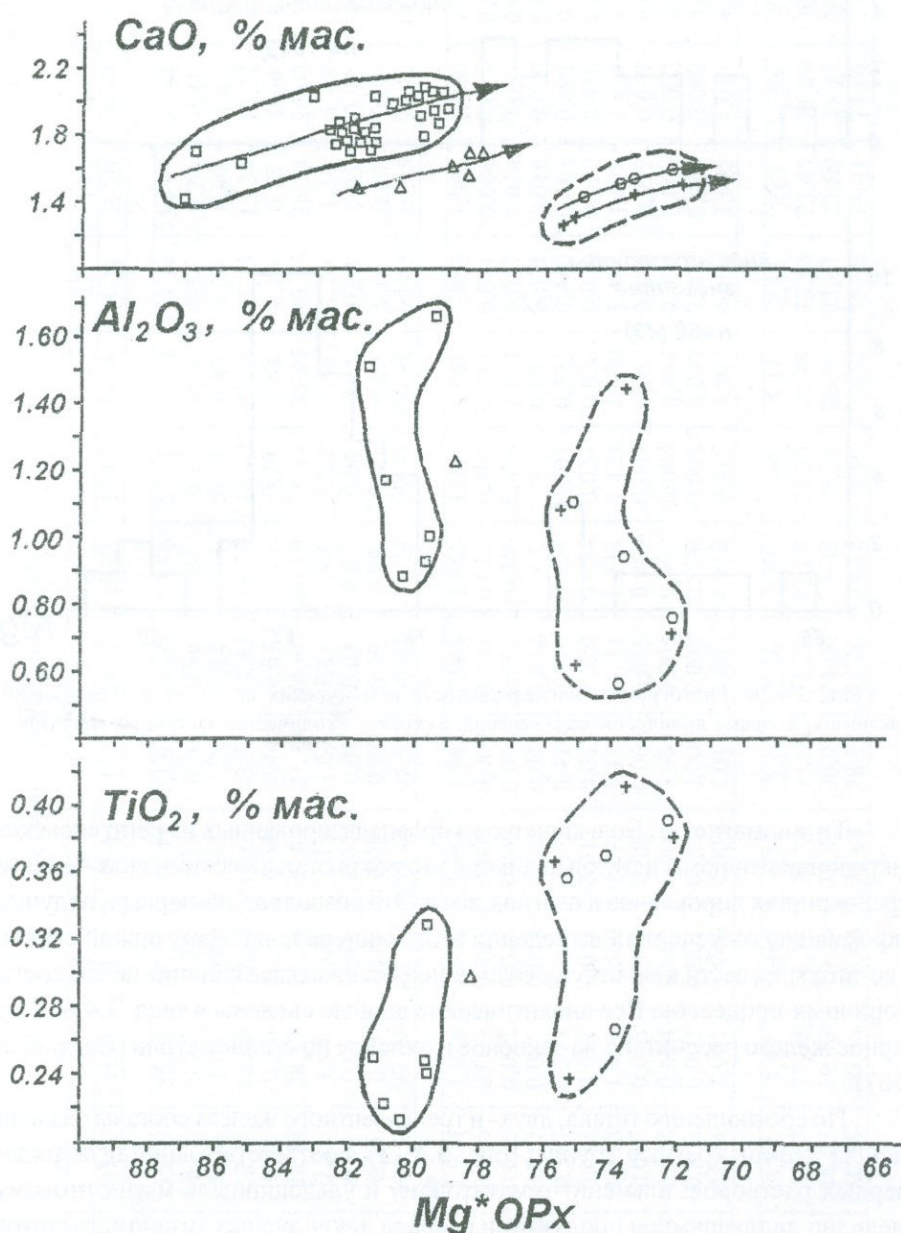


Рис. 3.4.11. Зависимость содержаний CaO , Al_2O_3 , TiO_2 в ромбических пироксенах от магнезиальности. При построении диаграммы $CaO - Mg^*(OPx)$ использованы результаты как полных, так и частичных микронзондовых определений. Стрелками показаны тренды ортопироксенов андезибазальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов. Сплошной линией оконтурены поля ромбических пироксенов из андезибазальтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.4.9.

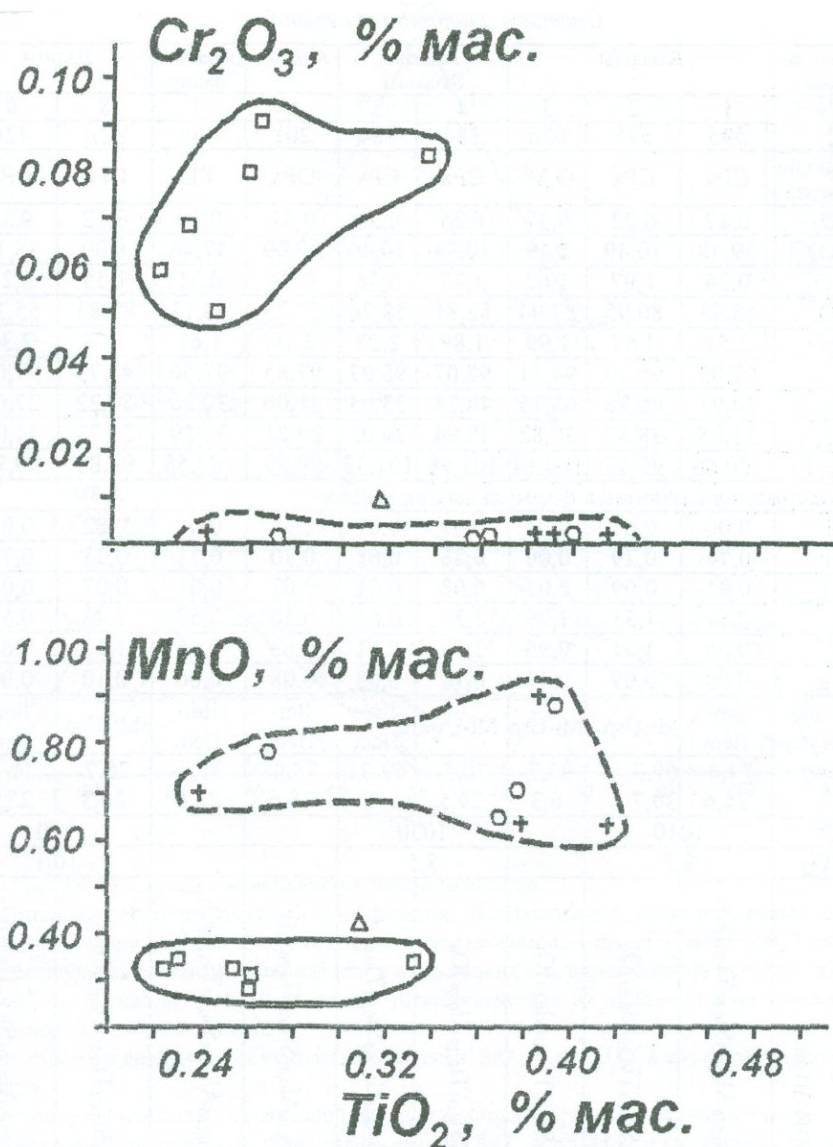


Рис. 3.4.12. Ковариации TiO_2 , Cr_2O_3 и MnO в ромбических пироксенах. Условные обозначения см. на рис. 3.4.9 и 3.4.11.

Некоторое несоответствие наших данных литературным, прежде всего по содержаниям трехвалентного железа (см. рис. 3.4.13), очевидно объяснимо вхождением в проанализированную валовую выборку (Гукасян, 1985²) наряду с интрателлурическими и более окисленных фаз эффузивной стадии кристаллизации. Такая интерпретация подтверждается также составом титаномagnetита из основной массы базальта (см. табл. 3.4.6, обр. 62п).

Таблица 3.4.6

Составы титаномagnetитов

Вмещающая порода	Базальты			Андези-базальты		Андезит	Андези-дацит	Дациты	
NN	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	595	595	62п	184	184	201	46п	42п	42п
Вмещающий минерал	CPx	CPx	O.M.	CPx	CPx	OPx	PL	CPx	CPx
SiO ₂	0,17	0,22	0,37	0,26	0,26	0,31	0,10	0,52	0,32
TiO ₂	39,48	10,49	2,19	10,34	36,40	37,09	37,46	8,09	38,17
Al ₂ O ₃	0,34	1,97	1,62	1,77	0,38	0,53	0,31	1,53	0,27
FeO	55,43	80,95	87,94	82,81	58,76	57,73	58,13	82,83	55,34
MgO	2,51	1,67	1,99	1,89	2,27	2,19	1,61	1,78	2,36
Σ	97,93	95,30	94,11	97,07	98,07	97,85	97,56	94,75	97,06
Fe ₂ O ₃ зрaсч.	26,91	46,75	63,15	48,78	33,05	31,06	30,26	51,22	27,03
FeO _{расч.}	31,25	38,87	30,82	38,94	29,02	29,81	30,89	36,73	31,02
Σ _{с расч.} Fe	100,66	99,97	100,14	101,98	101,38	99,99	100,58	99,83	99,77
Содержания катионов в формульных единицах									
Si	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Ti	0,74	0,29	0,06	0,28	0,68	0,70	0,71	0,23	0,73
Al	0,01	0,09	0,07	0,08	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01
Fe ³⁺	0,51	1,31	1,79	1,34	0,61	0,56	0,57	1,43	0,51
Fe ²⁺	0,65	1,21	0,96	1,19	0,61	0,63	0,65	1,15	0,65
Mg	0,09	0,09	0,11	0,10	0,08	0,08	0,06	0,10	0,09
Состав твердого раствора	Ilm- Hem	Mt-Usp	Mt-Usp	Mt-Usp	Ilm- Hem	Ilm- Hem	Ilm- Hem	Mt-Usp	Ilm- Hem
	74,4- 25,6	69,3- 30,7	93,7- 6,3	70,5- 29,5	69-31	71,4- 28,6	71,4- 28,6	75,7- 24,3	74,1- 25,9
t ⁰ (C ^x)	1010			1030				920	
-lgfO ₂	9,2			8,5				10,1	
Кристаллохимические формулы титаномagnetитов	(Mg _{0,09} Fe ²⁺ _{0,63} Fe ³⁺ _{0,255} Al _{0,005} (Fe ³⁺ _{0,255} Al _{0,005} Si _{0,00} Ti _{0,74})O ₃								
	(Mg _{0,03} Fe ²⁺ _{0,91})(Fe ³⁺ _{1,31} Fe ²⁺ _{0,30} Si _{0,01} Ti _{0,29} Al _{0,09})O ₄								
	(Mg _{0,11} Fe ²⁺ _{0,89})(Fe ³⁺ _{1,79} Fe ²⁺ _{0,07} Si _{0,01} Ti _{0,06} Al _{0,07})O ₄								
	(Mg _{0,10} Fe ²⁺ _{0,90})(Fe ³⁺ _{1,34} Fe ²⁺ _{0,29} Si _{0,01} Ti _{0,28} Al _{0,08})O ₄								
	(Mg _{0,08} Fe ²⁺ _{0,61} Fe ³⁺ _{0,305} Al _{0,005} (Fe ³⁺ _{0,305} Al _{0,005} Si _{0,01} Ti _{0,68})O ₃								
	(Mg _{0,08} Fe ²⁺ _{0,63} Fe ³⁺ _{0,28} Al _{0,01})(Fe ³⁺ _{0,28} Al _{0,01} Si _{0,01} Ti _{0,70})O ₃								
	(Mg _{0,06} Fe ²⁺ _{0,65} Fe ³⁺ _{0,285} Al _{0,005} (Fe ³⁺ _{0,285} Al _{0,005} Si _{0,00} Ti _{0,71})O ₃								
	(Mg _{0,10} Fe ²⁺ _{0,90})(Fe ³⁺ _{1,43} Fe ²⁺ _{0,25} Si _{0,02} Ti _{0,23} Al _{0,07})O ₄								
	(Mg _{0,09} Fe ²⁺ _{0,65} Fe ³⁺ _{0,255} Al _{0,005} (Fe ³⁺ _{0,255} Al _{0,005} Si _{0,01} Ti _{0,73})O ₃								

*) Температуры и фугитивность кислорода определены по методу (Helz, 1976)

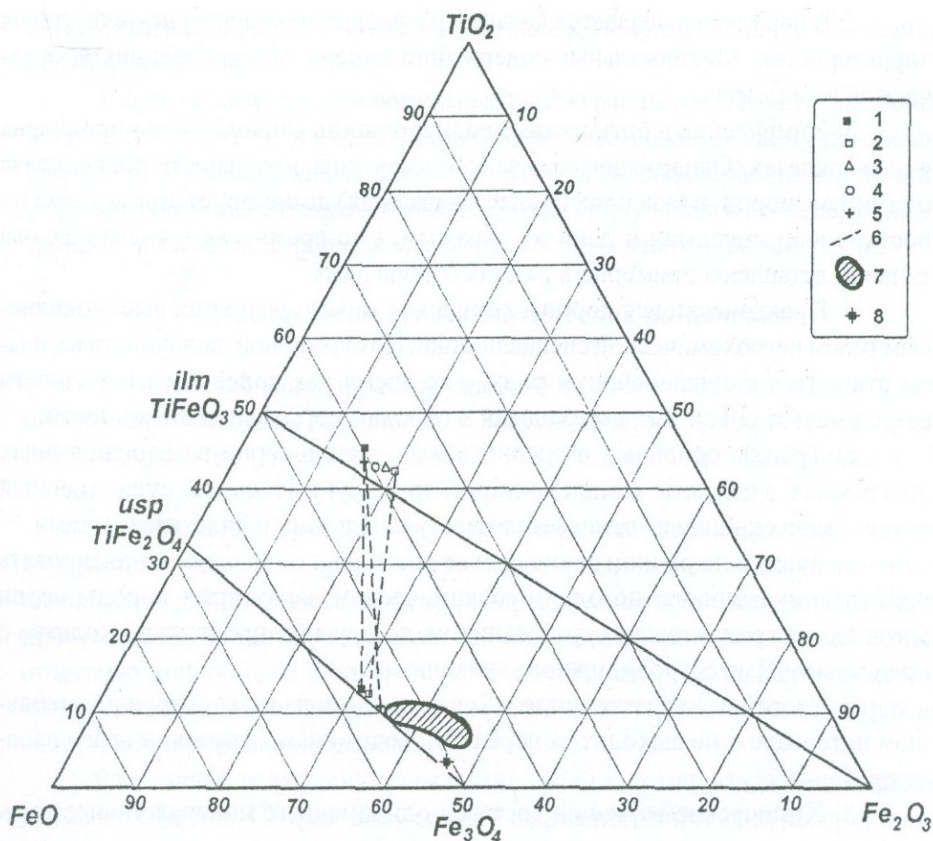


Рис. 3.4.13. Состав и номенклатура титаномagnetитов.

1-5 –титаномagnetиты соответственно из базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов; 6 -линии соединяющие конечные члены выявленных твердых растворов; 7 -область соответствующая составам титаномagnetита из арагацких лав, определенным методом “мокрой химии” по (Гукасян, 1985²); 8 -состав титаномagnetита из основной массы базальтов (микрозондовое определение).

При построении диаграммы не учитывались примеси SiO_2 , MgO , Al_2O_3 и др.; составы приведены в мол. %.

8 –состав титаномagnetита из основной массы базальтов (микрозондовое определение).

При построении диаграммы не учитывались примеси SiO_2 , MgO , Al_2O_3 и др.; составы приведены в мол. %.

3.5 Выводы

1. По данным петрографо-минералогического изучения для базальтов характерна лабрадор-авгит-хризолитовая ассоциация минералов-вкрапленников; в андезибазальтах установлены три парагенезиса: лабрадор-авгит-хризолит, лабрадор (андезин)-авгит-хризолит-бронзит, андезин (лабрадор)-авгит-бронзит; в андезитах отмечена андезин-авгит-бронзит-титаномagnetитовая сокристаллизация; андезидациты и дациты характеризуются андезин (олигоклаз)-авгит-бронзит-титаномagnetитовой ассоциацией.

2. В породах наблюдается большое разнообразие структурно-текстурных характеристик. Максимальные содержания минералов-вкрапленников отмечаются в андезитах.

3. Химическая и оптическая неоднородность наиболее ярко проявлена в плагиоклазах. Обнаруживается зависимость типа зональности плагиоклаза от химизма пород: в базальтах (и андезибазальтах) доминирует прямая зональность, в андезидацитах и дацитах-обратная, в то время как в андезитах оба типа представлены примерно в равных отношениях.

4. Практически все породы комплекса характеризуются высококалийным типом петрохимической специализации. По суммарной щелочности базальты относятся к субщелочному ряду, в то время как более кислые разности представляют собой тип, переходный к породам нормальной щелочности.

5. Тренды основных и среднекислых членов серии на вариационных диаграммах, в целом не комплементарны друг другу. Наиболее существенный петрохимический сдвиг отмечается между базальтами и андезибазальтами.

6. Данные по редким элементам не позволяют однозначно типизировать продукты вулканизма: по одним геохимическим параметрам породы серии близки к внутриплитовым образованиям, по другим — проявляют сходство с представителями островодужного вулканизма.

7. Изотопные характеристики Sr в изученных лавах варьируют в небольшом интервале и не выходят за пределы "мантийных" значений этого параметра.

8. Химические вариации составов одноименных минералов-вкрапленников из различных пород серии соответствуют различным смещениям друг относительно друга эволюционным трендам. В сопоставимых интервалах значений индексов магнезиальности (Px), хромистости (Sp), содержаний форстеритового минерала (Ol) в одних и тех же минералах из основных и средних по составу лав отмечаются значимые различия в содержании SiO_2 (CPx), Al_2O_3 , Fe_2O_3 (Sp), CaO (Ol, Px), NiO (Ol).

9. Предварительный анализ всей совокупности петрографических, петрогеохимических, изотопных и минералогических данных свидетельствует о сложном характере механизма магматической дифференциации. Простая модель фракционирования кристаллизующихся фаз не в состоянии удовлетворительно объяснить все выявленные особенности арагацких расплавов.

Глава 4. МАГМАТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ВКРАПЛЕННИКАХ ОЛИВИНА

Исследование магматических включений именно из оливина было обусловлено хорошей сохранностью в нем включений расплава, достаточно крупными их размерами, а также ликвидусным характером самого минерала. Эти обстоятельства позволили предпринять попытку оценки условий кристаллиза-

ции и химизма расплавов, более примитивных, чем дошедшие до дневной поверхности базальтовые лавы.

С другой стороны, сравнительный анализ расплавов, герметизированных в оливинах базальтов и андезибазальтов, способствовал лучшему пониманию факторов, осложняющих процесс магматической дифференциации на этапе формирования андезитоидов и стимулирующих нарушение комплементарности трендов отдельных пород единой для всей серии эволюционной линии.

4.1 Разновидности магматических включений

Диагностика типов и разновидностей включений осуществлялась нами оптическими методами на основании классификационных критериев, приведенных в работах (Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Бакуменко и др., 1978).

Большинство первичных включений в оливине характеризуется хаотичным расположением в пределах кристалла-хозяина. Реже включения имеют плоскостное расположение, трассируя определенные зоны роста включающего кристалла. Вторичные и мнимовторичные включения немногочисленны и отчетливо приурочены к поверхностям залеченных трещин. Первичные магматические включения представлены расплавными, кристаллическими, флюидными и комбинированными типами.

Расплавные включения преобладают среди всех типов включений, фиксируемых в оливине. По фазовому составу выделяются частично раскристаллизованные и стекловатые их разновидности.

Частично раскристаллизованные являются преобладающей разновидностью. Морфологически представлены негативно ограниченными, а также изометричными и удлинненными формами. Размеры варьируют в интервале 10-50 мкм. Газовая фаза представлена одним или несколькими обособлениями, занимающими 1-3% объема включения. Среди узников по результатам анализа характеристического рентгеновского излучения Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K и P фиксируются клинопироксен, шпинелид, магнетит, плагиоклаз, апатит (рис. 4.1.1). Узники клинопироксена, рудных, а также оливина, чаще всего представленного каемчатыми нарастаниями на внутренней поверхности стенок вакуолей, регистрируются и по данным оптических наблюдений. Стекловатые включения встречаются реже и состоят из стекла и обычно единой газовой фазы сферической формы, занимающей до 2-3 % объема включения. Характерные размеры 20-40 мкм.

Кристаллические включения в оливине по данным микрозондовых и оптических определений представлены шпинелидом (см. гл. 3), клинопироксеном и, в редких случаях, плагиоклазом. В оливинах поздней генерации спорадически фиксируются кристаллические выделения титаномагнетита. Эти данные свидетельствуют о котектической кристаллизации оливина с минеральной ассоциацией $CPx+Pl+Ru$.

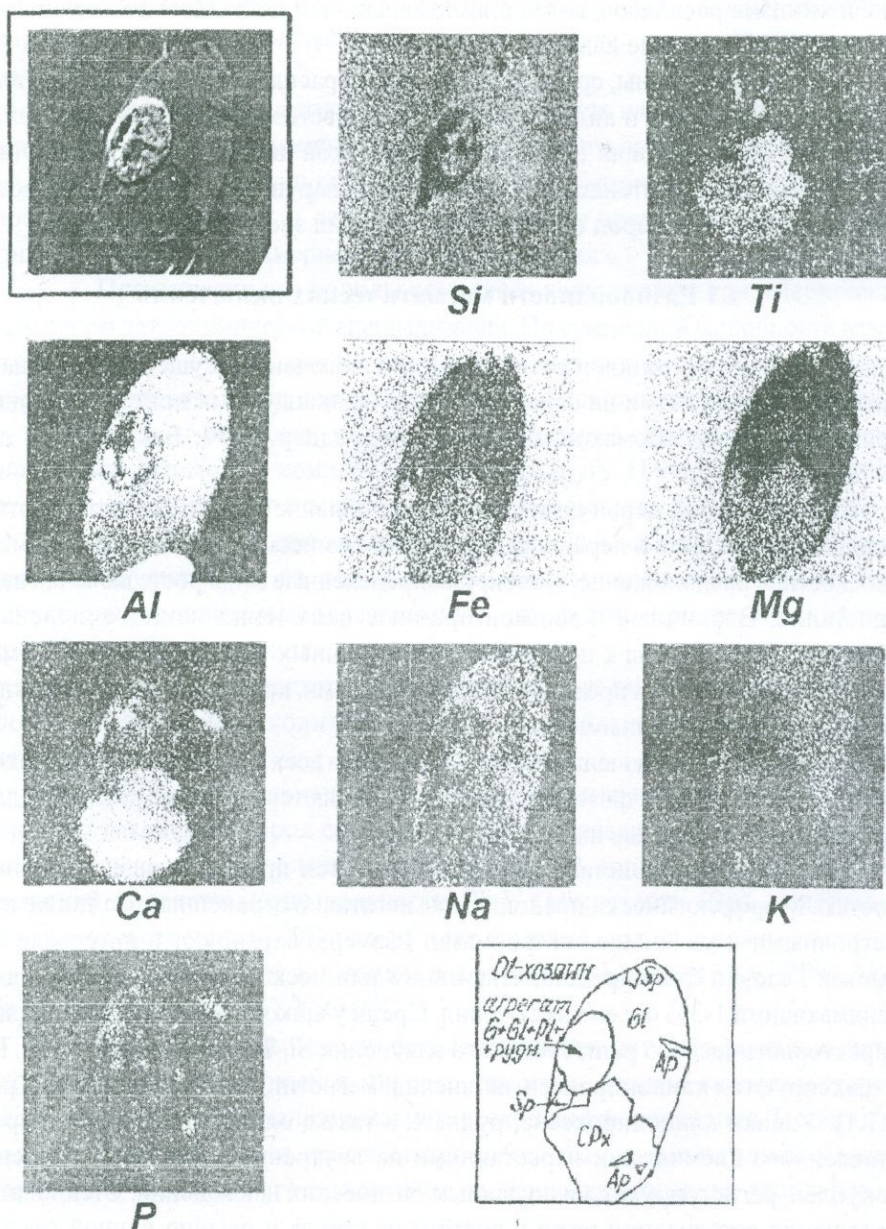


Рис.4.1.1. Фазовый состав расплавленного раскристаллизованного включения в оливине базальтов (по результатам анализа характеристического рентгеновского излучения Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, P).

Слева сверху – изображение включения в поглощенных электронах; остальные снимки – в характеристическом рентгеновском излучении отдельных элементов; внизу – предполагаемый фазовый состав включения; Ol, CPx, Pl, Sp, Ap, Gl, G – фазы оливина, клинопироксена, плагиоклаза, шпинелида, апатита, стекла и газа соответственно.

Включение не было подвергнуто термометрическому изучению, однако, судя по весьма крупным размерам кристалла CPx, последний представлен не “узником”, а “спутником”, а само включение соответствует комбинированному типу.

Флюидные включения немногочисленны, однако встречаются в оливинах всех исследованных образцов. Размеры варьируют от нескольких до 30-40 мкм. При комнатной температуре представлены чаще всего гомогенной фазой углекислоты.

Комбинированные включения представлены различной комбинацией вышеприведенных типов. Выделяются прежде всего аномальным соотношением слагающих фаз, как кристаллических, так и флюидных. Легко идентифицируются анализом фазового состава. В процессе нагревания полностью не гомогенизируются.

4.2 Термометрия расплавных включений

Краткое описание методики термометрических экспериментов приведено в главе 2. По результатам методических исследований был выбран следующий оптимальный режим нагревания расплавных включений.

1. Скорость нагрева включений при их близгомогенном состоянии составляла от 5-6 град./мин. в стекловатых и до 2-3 град./мин. в раскристаллизованных.
2. При длительных промежуточных выдержках расплавных включений в близгомогенном состоянии отмечалось лишь незначительное завышение температур гомогенизации. Тем не менее с учетом возможности диссипации воды во включениях и некоторого искажения за счет этого истинных значений температуры гомогенизации (см. гл. 2), длительность эксперимента в высокотемпературной области ($>900-1000^{\circ}\text{C}$) ограничивалось 20-25 минутами.

В процессе нагревания начало плавления во включениях, фиксируемое по их просветлению, наблюдалось в интервале $900-1000^{\circ}\text{C}$. Температура исчезновения последней кристаллической фазы-узника нормальных включений варьировало в интервале $1110-1160^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем, во всех расплавных включениях нормального заполнения, за редким исключением, полной гомогенизации достичь не удалось: при температуре 1400°C в них продолжало сохраняться двухфазовое равновесие "расплав-флюид". Это, очевидно, связано с существенно более высокими давлениями, существовавшими в очаге в момент захвата включений по сравнению с условиями эксперимента (1 атм). Принимая во внимание котектический характер кристаллизации (см. п. 4.1), эксперименты проводились до температуры плавления последнего кристалла-узника внутри включения. Точность определения температур захвата включения (кристаллизации расплава) оценивалась $\pm 20^{\circ}\text{C}$ (Соволев и др., 1988).

Закаленные после 20-25 минутной выдержки в частично гомогенном (расплав+флюид) состоянии расплавные включения анализировались на микрозонде.

Полученные температуры исчезновения последнего кристалла-узника

в расплавных включениях и составы закаленных в эксперименте гомогенных стекол приведены в табл. 4.2.1

Возможность использования полученных результатов зависит от выполнения следующих условий: достижение равновесия в опыте и соответствие состава закаленных стекол составу захваченного расплава.

Таблица 4.2.1

*Составы и температуры закалки гомогенизированных стекол расплавных включений в оливинах базальтов и андезитобазальтов *)*

N обр.	ARG-595/14	ARG-282/9a	ARG-595/13	ARG-282/12	ARG-282/96	ARG-66n/3	ARG-66n/5	ARG-282/10	ARG-66n/6	ARG-66n/2	ARG-66n/1
SiO ₂	51,24 50,79	51,75	51,81	52,16 51,97	52,43	55,07 54,71	55,63 55,76	55,73	55,80 56,11	55,96 56,29	56,10 56,06
TiO ₂	1,99 1,94	1,91	1,72	1,95 1,93	1,90	1,43 1,39	1,41 1,39	1,91	1,71 1,68	1,33 1,33	1,43 1,40
Al ₂ O ₃	17,52 17,05	17,09	17,48	17,77 17,56	17,25	17,77 17,29	17,88 17,62	17,83	17,69 17,42	17,39 17,35	18,10 17,68
FeO*	6,90 7,15	5,95	5,94	6,08 6,22	6,18	5,77 6,14	4,91 5,29	5,11	4,51 4,98	5,00 5,22	4,64 5,14
MnO	0,08 0,08	0,10	0,09	0,11 0,11	0,10	0,10 0,10	0,08 0,08	0,08	0,06 0,06	0,07 0,07	0,10 0,10
MgO	5,68 6,53	4,77	5,10	4,92 5,32	4,81	4,39 5,49	3,74 4,69	3,83	3,83 5,02	4,10 4,59	3,62 4,90
CaO	9,87 9,60	8,01	8,83	8,61 8,51	7,95	8,06 7,84	7,43 7,32	6,22	7,50 7,39	7,27 7,25	7,32 7,15
Na ₂ O	4,81 4,68	5,13	4,76	5,05 4,99	5,20	4,62 4,50	5,15 5,08	5,17	4,65 4,58	4,89 4,88	4,83 4,72
K ₂ O	1,15 1,12	2,57	2,18	2,12 2,10	2,50	1,65 1,61	2,07 2,04	3,20	2,03 2,00	2,17 2,16	2,10 2,05
P ₂ O ₅	0,84 0,82	0,80	1,04	1,08 1,07	0,95	0,74 0,72	0,58 0,57	0,46	0,61 0,60	0,71 0,71	0,66 0,64
Σ	100,08 99,76	98,08	98,95	99,85 99,78	99,27	99,60 99,79	98,88 99,84	99,54	98,39 99,84	98,89 99,85	98,90 99,84
Ton (C)	1160 1175	1140	1145	1140 1150	1140	1120 1159	1110 1145	1120	1110 1149	1120 1141	1120 1149
Fo	80,7	79,4	81,0	79,4	79,4	80,7	80,2	78,0	80,4	79,7	79,9
Tol (C)	1142 1175	1148	1139	1132 1150	1147	1109 1159	1098 1145	1129	1091 1149	1118 1141	1084 1149
Trp (C)	1184 1173	1129	1155	1153 1148	1129	1170 1157	1153 1143	1115	1162 1148	1144 1140	1162 1147
Fo (p)	85,7 87,1	85,4	86,1	85,4 86,2	85,0	85,4 86,8	84,3 86,6	84,4	85,6 88,0	85,4 86,4	84,5 87,4

*) Ton- температура закалки; Fo Fo(p)-мол. % форстеритовой молекулы в оливин-хозяине (MKS) и в составе расчетного оливина (см. текст); Tol и Trp-расчетные псевдотемпературы оливина и плагиоклаза при 1 атм. по (Арискин и др., 1986); числа в числителе-первичные микронзондовые анализы закаленных гомогенных стекол; числа в знаменателе-составы закаленных стекол и температуры захвата "недогретых" включений после расчетного добавления оливинового компонента (см. текст).

Достижение равновесия контролировалось путем расчета псевдоликвидусных температур оливина по составу закаленного стекла согласно модели (Арискин и др., 1986). В случае достижения термодинамического равновесия к концу 20-25 минутной выдержки включения в частично гомогенном (расплав+флюид) состоянии, разница между температурой закалки (в нашем случае температурой исчезновения последнего кристалла-узника) и расчетной псевдоликвидусной температурой не должна превышать 20°C (с учетом точности определения псевдоликвидусной температуры оливина по (Арискин и др., 1986) и погрешностей термометрических экспериментов). Все опыты, за исключением ARG-66/1 (см. табл. 4.2.1) удовлетворяют этим требованиям.

Соответствие состава закаленных включений исходному составу расплава в момент его захвата оценивалось двумя способами:

- а) по соотношению псевдоликвидусных температур кристаллизации оливина и плагиоклаза, рассчитанных по составу закаленного стекла;
- б) по соотношению составов оливина-хозяина и оливина, рассчитанного по составу закаленного стекла.

В первом случае с учетом котектического характера кристаллизующейся минеральной ассоциации и, в частности, пары Ol-Pl, псевдоликвидусные температуры последних не должны различаться более чем на 20°C (с учетом точности расчета температуры кристаллизации Ol и Pl по (Арискин и др., 1986; Арискин, Бармина, 1990). Совпадение температур в пределах названной точности наблюдается в четырех случаях (см. табл. 4.2.1). В остальных случаях расчетная температура выхода плагиоклаза на ликвидусе оказалась выше таковой для оливина. Наиболее вероятное объяснение этому - недостижение в опыте истинной температуры захвата включения (недогрев). При этом включение должно быть оведнено оливиновым компонентом (за счет неполного выплавления каемки оливина-узника, осевшего на стенках включения), и, соответственно, обогащено плагиоклазовым (поскольку Al, Ca и Na не входят в состав невыплавившегося оливина), что очевидно и отразится в относительном превышении расчетной псевдоликвидусной плагиоклазовой температуры над оливиновой.

С целью восстановления истинного состава захваченного расплава было проведено добавление расчетным путем оливинового компонента к составу закаленного стекла до достижения им термодинамического равновесия с оливином и плагиоклазом одновременно. Состав добавляемого оливина соответствовал минералу-хозяину. Пересчитанные таким образом составы и температуры захвата расплавов приведены в табл. 4.2.1.

С другой стороны, оценка соответствия химизма закаленных стекол исходным составом включений, проведенная по соотношению магнезиальностей оливина-хозяина и расчетного оливина, равновесного с составом закаленного стекла (случай "б"), выявила значительную обогащенность расчетных оливинов форстеритовой составляющей (в среднем на 5 мол. %,

см. табл. 4.2.1). При проведении такой оценки необходимо независимое определение отношения разновалентных форм железа в расплаве. Расчет значений этого параметра был проведен по соотношению $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в сосуществующих с оливином-хозяином хромшпинелидах (см. табл. 3.4.2) согласно модели (С. Maurel, Р. Maurel, 1982). Ввиду достаточной близости значений отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в хромшпинелидах базальтов и андезибазальтов (см. табл. 3.4.2) и с целью упрощения решения поставленной задачи в расчетах использовалась средняя по всем анализам величина этого параметра.

Наряду с этим, сопоставление составов гомогенизированных включений (см. табл. 4.2.1) с составом пород (см. табл. 3.2.1) показало, что по всем элементам, кроме железа, наблюдается удовлетворительное совпадение. Содержание железа в расплавных включениях значительно занижено по сравнению с породами и, в среднем, равно 3 мас. %. Сочетание выявленных несоответствий позволяет предположить:

- а) выпадение богатой железом фазы (магнетита) в полости включения в процессе эксперимента (А. Соболев, С. Соболев, 1985; Реддер, 1987); либо
- б) более раннее обеднение расплавных включений железом, вызванное перераспределением вещества между консерватом включений и минералом-хозяином (А. Соболев, С. Соболев, 1985; Гуренко и др., 1990)

Для первого механизма расчет производился путем добавления железа (магнетита) к составу расплава (уже пересчитанному с учетом "недогрева" стеклу) до равновесия его с оливином-хозяином. Во втором случае моделировался покатионный обмен железа и магния между оливином и расплавом в сторону обогащения последнего железом и обеднения магнием (Гуренко и др., 1990). В обеих схемах расчетные операции осуществлялись при условии постоянства рассчитанной выше (см. табл. 4.2.1) псевдоликвидусной температуры оливина. Иными словами, изотермическим варьированием содержаний Fe и Mg в расплаве по схемам "расплав+магнетит" и "расплав+Fe-Mg" достигалось выполнение требования: $\% \text{Fo в псевдоликвидусном Ol} = \% \text{Fo в Ol-хозяине}$.

Результаты калькуляции для обоих механизмов потери железа оказались весьма близки. За оценку истинного состава включений было выбрано среднее из результатов двух расчетов. Пересчитанные таким образом составы расплавных включений приведены в табл. 4.2.2 и на рис. 4.2.1.

Как следует из экспериментальных данных, в интервалах сопоставимых температур кристаллизации базальтовые и андезибазальтовые расплавы слагают два субпараллельных тренда, значимо различаясь друг от друга по содержанию ряда окислов, прежде всего, кремнезема. В силу этого, расплавы андезибазальтового состава не могут быть причислены к обычным остаточным расплавам кристаллизации базальтов. Эти данные полностью согласуются с результатами изучения вещественного состава пород.

Таблица 4.2.2

Составы расплавов и параметры их кристаллизации*)

N обр.	ARG-595/14	ARG-282/14	ARG-595/14	ARG-282/9a	ARG-282/96	ARG-66n/3	ARG-66n/5	ARG-66n/6	ARG-66n/1	ARG-66n/2	ARG-282/10	(A) ARG 595/14	(B) ARG 595/14
SiO ₂	48,99	50,31	50,98	51,38	51,48	53,11	54,27	54,21	54,23	54,73	54,71	48,64	49,35
TiO ₂	1,83	1,84	1,67	1,87	1,85	1,33	1,34	1,60	1,33	1,28	1,86	1,86	1,81
Al ₂ O ₃	16,11	16,71	16,95	16,78	16,75	16,53	16,92	16,55	16,83	16,64	17,35	16,33	15,89
Fe ₂ O ₃	3,23	2,84	2,53	2,56	2,56	2,72	2,39	2,54	2,53	2,41	2,17	3,21	3,25
FeO	8,12	7,13	6,37	6,43	6,43	6,84	6,01	6,37	6,37	6,05	5,46	8,07	8,17
MnO	0,07	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,06	0,09	0,07	0,08	0,08	0,07
MgO	6,28	5,14	5,09	4,66	4,66	5,32	4,57	4,85	4,73	4,46	3,69	6,25	6,31
CaO	9,07	8,10	8,56	7,86	7,72	7,49	7,03	7,02	6,81	6,95	6,05	9,19	8,95
Na ₂ O	4,42	4,75	4,61	5,03	5,05	4,31	4,88	4,35	4,49	4,68	5,03	4,48	4,36
K ₂ O	1,05	2,00	2,11	2,52	2,43	1,54	1,96	1,90	1,95	2,07	3,12	1,07	1,04
P ₂ O ₅	0,77	1,02	1,01	0,78	0,92	0,69	0,55	0,57	0,61	0,68	0,45	0,79	0,76
Σ	99,96	99,95	99,98	100,00	99,95	99,96	99,99	100,00	99,99	100,00	99,98	99,97	99,96
Fo	80,7	79,4	81,0	79,4	79,4	80,7	80,2	80,4	80,0	79,7	78,0	-	-
Top(C)	1160	1140	1145	1140	1140	1120	1110	1110	1120	1120	1120		
Tkp(C)	1175	1150	1145	1140	1140	1159	1145	1149	1149	1141	1120	-	-
Tol(C)	1192	1169	1162	1163	1163	1177	1164	1167	1167	1160	1145	-	-
Tpl(C)	1178	1156	1164	1148	1142	1163	1153	1153	1153	1148	1128	-	-
Tcp(C)	1164	1148	1152	1149	1147	1157	1150	1152	1149	1150	1133	-	-
Top(C)	-	-	-	-	-	1160	1152	1155	1153	1152	-	-	-
-lgfo ₂	7,0	7,4	7,3	7,6	7,6	6,9	7,1	7,0	7,0	7,1	7,7	-	-

*) Fo-мол.% форстеритовой молекулы в оливине; Top-температура опыта; Tkp-температура кристаллизации оливина-хозяина; Tol, Tpl, Tcp, Top -(Арискин и др., 1986), плагиоклаза (Арискин, Бармина, 1990), клино-(Арискин и др., 1986) и ортопироксена (Nielsen, Drake, 1979) соответственно (см. текст); lg (fo₂)-логарифм фугитивности кислорода при кристаллизации (A), (B)-результаты расчета состава возникновения ожелезненных магнетитовых неомогенностей в полости включения железом за счет обмена с оливином-хозяином соответственно.

Температура и фугитивность кислорода существования двух рядов твердых растворов определены по методу (Helz, 1976).

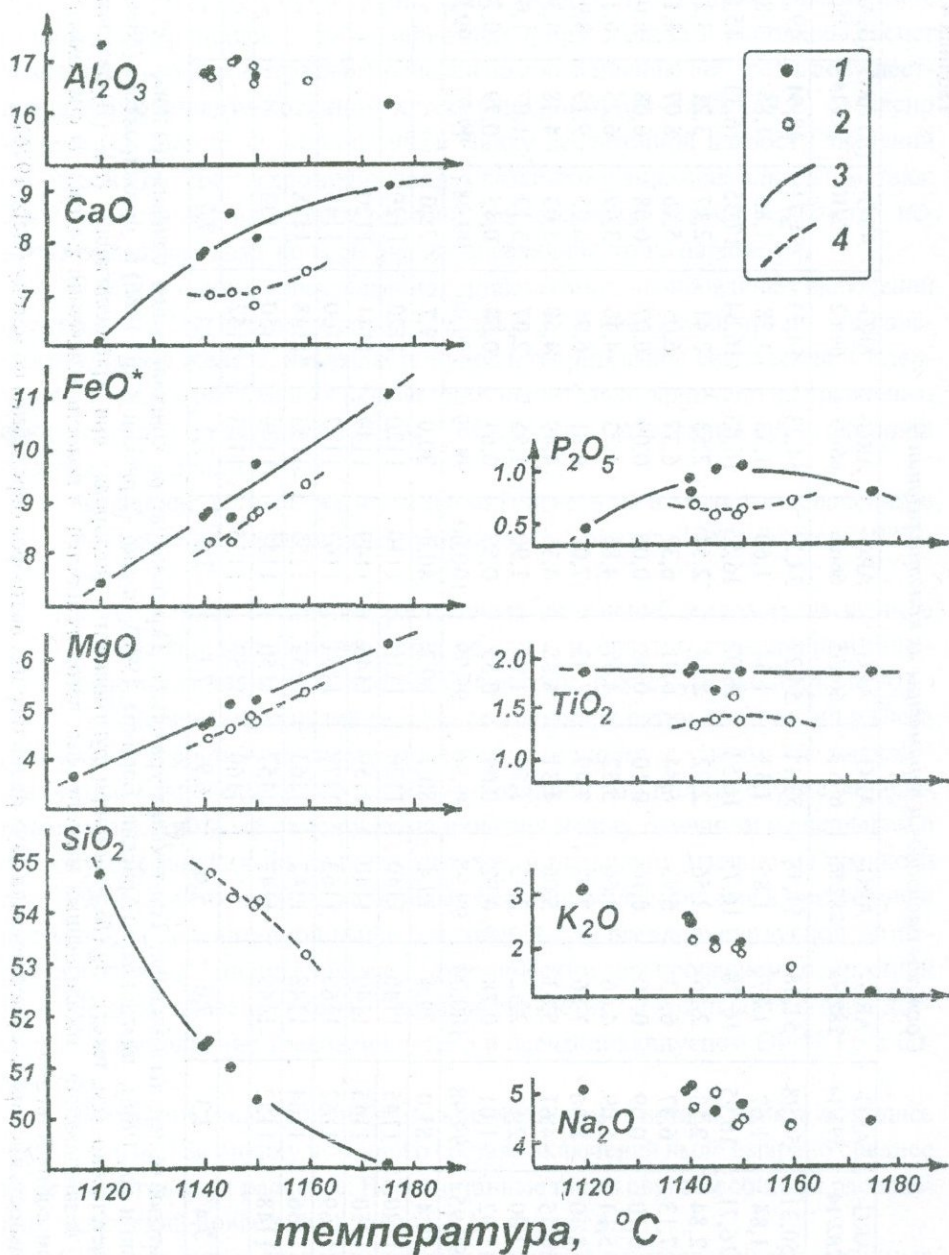


Рис.4.2.1. Эволюция составов базальтовых и андезитбазальтовых расплавов в зависимости от температуры их существования (захвата).

1,2- расплавы из оливиновых базальтов и андезитбазальтов соответственно; 3,4- тренды тех же расплавов при наличии между ними значимых различий. Рисунок построен по данным табл.4.2.2.

4.3 Флюидные включения

Глубокое охлаждение флюидных включений во вкрапленниках оливина базальтов и андезибазальтов показало, что состояние трехфазового равновесия в консерванте достигается при температуре $-56,6 \pm 0,4^\circ\text{C}$. Анализ полученных результатов в свете экспериментальных данных изучения многокомпонентных флюидных систем (Реддер, 1987 и др.) позволяет прийти к выводу о преобладающе углекислотном составе содержимого включений при весьма малом содержании примесных компонентов (CO , H_2S , SO_2 , N_2 , CH_4), способных понизить температуру тройной точки. Что касается концентрации воды, то отсутствие визуально определяемых признаков несмесимости в жидкой составляющей флюида, одновременная полная гомогенизация всего содержимого флюидных включений при температурах $20-30^\circ\text{C}$, отсутствие случаев появления в полости включения гидрата CO_2 в процессе охлаждения (Реддер, 1987) свидетельствуют о небольших количествах ($<10-20\%$ мол.) и этого компонента в составе флюида, отделившегося от расплава на стадии кристаллизации, в данном случае, оливина.

Установление плотности существенно углекислотных включений является, как известно (Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Бакуменко и др., 1978 и др.), важным источником информации при оценке давления кристаллизации минералов, если независимым образом определена температура выделения последних. Это требование с учетом наличия полученных выше результатов термометрии расплавных включений выполняется. Необходимым условием при этом является также сингенетичность флюидных и расплавных включений, что контролировалось их сонахождением в одних и тех же зонах роста оливина-хозяина.

Термометрирование флюидных включений показало, что гомогенизация их осуществляется в интервале температур $20-30^\circ\text{C}$ в оливинах базальтов (8 определений) и $22-29^\circ\text{C}$ в оливинах андезибазальтов (6 определений), что отвечает плотности углекислоты $0,59-0,77\text{г/см}^3$ и $0,63-0,75\text{г/см}^3$ соответственно (Реддер, 1987; Вукалович, Алтунин, 1966).

Учитывая возможность частичной разгерметизации углекислотных включений, как естественной, так и в процессе опыта, в качестве реперных принимались максимальные значения плотности, определенные методом гомогенизации $-0,75-0,77\text{г/см}^3$. Для выявленных интервалов температур кристаллизации базальтов ($1120-1175^\circ\text{C}$, см. табл. 4.2.2) и андезибазальтов ($1141-1159^\circ\text{C}$) парциальное давление углекислоты отмеченной максимальной плотности в очаге составит $\sim 4,6-4,8$ и $4,4-4,5$ квар соответственно (Реддер, 1987) (рис. 4.3.1)

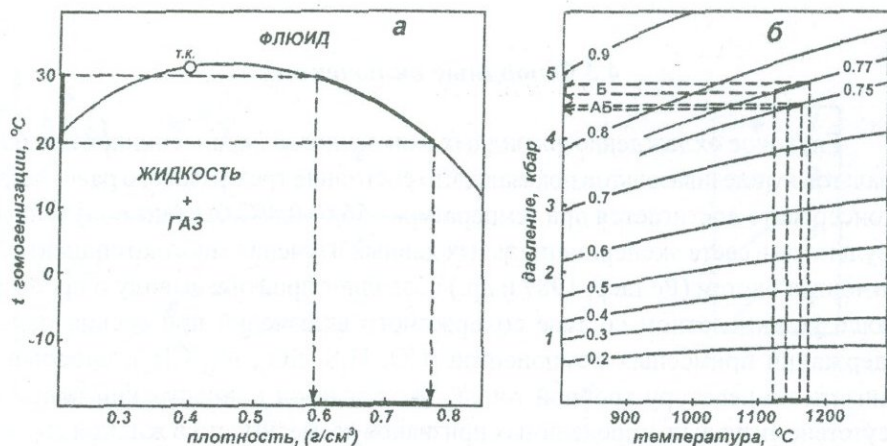


Рис.4.3.1. Парциальное давление углекислотного флюида в условиях внутриочаговой кристаллизации расплавов.

а) схема определения плотности углекислоты по температуре гомогенизации флюидных включений в оливине базальтов и андезизбазальтов (Реддер, 1987). Жирными линиями выделены интервалы температур гомогенизации и соответствующих им плотностей углекислотных включений; т.к. — критическая точка.

б) схема оценки парциального давления углекислотного флюида при температуре, соответствующей условиям интрателлурической кристаллизации изученных вкрапленников оливина (Реддер, 1987). Жирными линиями показаны области существования и параметры состояния углекислотного флюида максимальной зафиксированной плотности в базальтах (Б) и андезизбазальтах (АБ); числа на кривых — плотности углекислоты.

4.4 Выводы

1. Первичные магматические включения во вкрапленниках оливина представлены расплавленными, кристаллическими, флюидными и комбинированными типами.

2. Расплавленные включения в большинстве случаев частично раскристаллизованы. Среди слагающих их минералов-узников фиксируются оливин, клинопироксен, плагиоклаз, апатит, оксидные минералы (шпинелид, магнетит).

3. Наличие среди кристаллических включений в оливине клинопироксена, плагиоклаза, апатита и оксидных минералов (шпинелида, а в поздних генерациях и магнетита) позволяет констатировать котектическую сокристаллизацию ассоциации $Ol+Pl+CPx+Ap+Sp(Mt)$.

4. В процессе термометрирования расплавленных включений достижение внутривакуольного термодинамического равновесия контролировалось сопоставимостью температуры гомогенизации (опыта) с псевдоликвидусной температурой оливина, рассчитанной по составу гомогенизированного и закаленного консерванта. Соответствие состава гомогенизированных и закаленных включений исходному составу захваченного расплава оценивалось по примерному равенству а) псевдоликвидусных температур кристаллизации оливина и плагиоклаза, рассчитанных по составу вклю-

чений, б) содержаний F_0 минала в оливине-хозяине и расчетном оливине, равновесном с составом гомогенизированного включения. В необходимых случаях составы расплавов корректировались расчетным путем.

5. Анализ корреляции "температура-состав расплава" выявил некомплементарность расплавов базальтового и андезибазальтового состава единому эволюционному тренду: в интервалах сопоставимых температур кристаллизации они значимо различаются друг от друга по содержаниям ряда окислов и, прежде всего, кремнезема.

6. Изучение флюидных включений показало, что на стадии выделения ранней генерации вкрапленников оливина в составе сосуществующего с расплавом флюида доминирующая роль принадлежала углекислоте.

7. Параметры состояния магматической системы на стадии кристаллизации изученных вкрапленников оливина в свете экспериментального изучения магматических включений в них составляют 1120-1175°C и 4,4-4,8 кбар (приведенная величина давления фактически соответствует минимальным значениям литостатического давления начала кристаллизации изученных расплавов).

Глава 5. ПЕТРОЛОГИЯ АРАГАЦКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ

5.1 Механизмы эволюции арагацких расплавов

Схожесть геологической позиции базальтов и более кислых лав арагацкой серии, пространственно-временная сопряженность их излияний, общая связность петрографо-минералогических и петрогеохимических характеристик, сопоставимость температур и давлений их кристаллизации указывают, по-видимому, на наличие генетических связей между этими типами вулканитов.

Изучение химизма вулканитов, минералов, а также расплавов-консервантов включений свидетельствует, что вариации их составов в каждом, отдельно взятом, номенклатурно выделенном типе пород (базальтах, андизибазальтах и т.д.) скорее всего осуществлялись при определяющей роли процесса кристаллизационной дифференциации. Это, в частности, иллюстрируется значимой корреляцией составов базальтовых и андезибазальтовых расплавов с их ликвидусной температурой (см. рис. 4.2.1), а также выраженной зависимостью химизма некоторых минералов от значений их эволюционных индексов $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (см. рис. 3.4.4, 3.4.11 и др.).

Вместе с тем, как показал предварительный анализ фактического материала, приведенного в главах 3 и 4, эволюция магматической системы в общесериальном плане (от базальтов к дацитам) не может быть удовлетворительно объяснена в рамках исключительно механизма кристаллизационной дифференциации. Это обстоятельство не позволяет причислить члены среднекислого ряда к непосредственным продуктам кристаллизации

остаточных расплавов базальтов и требует поиска более непротиворечивой генетической модели для арагацких андезитов.

Наиболее приемлемой, для объяснения наблюдаемой ситуации является, на наш взгляд, версия о подключении к эволюции магматической системы вещества независимого происхождения, иными словами комбинирование процесса кристаллизационной дифференциации с процессом контаминации*. На это указывает ряд прямых и косвенных свидетельств:

1. Различный номенклатурный тип исследованных пород: базальты-субщелочные, нефелин-нормативные, а члены среднекислого ряда-переходные и нормальнощелочные гиперстен- и кварц-нормативные (см. табл. 3.2.1, рис. 3.2.1-3.2.3).

В основе классификационного разделения пород лежит, как известно (Магм. горн. пор., 1987), принцип тесной взаимозависимости их петрохимических и минералогических характеристик. В условиях саморазвивающейся (закрытой) магматической системы номенклатурный тип исходного расплава (породы) и его дериватов должен быть, в принципе, одним и тем же, поскольку составы остаточных расплавов (= дериватов) исходной системы "запрограммированы" ее первоначальным составом и составом кристаллизующейся из нее (или ставильной — в условиях парциального плавления) типоморфной минеральной ассоциации. Иными словами, субщелочной, к примеру, базальт (базальтовый расплав), при фракционировании из него соответствующей минеральной ассоциации, должен переходить в субщелочной же андезит, но не в известково-щелочной или толеитовый. Последнее возможно лишь в условиях открытой магматической системы, при резких и значительных изменениях в физико-химических параметрах ее эволюции и может быть спровоцировано внешним фактором.

2. Характер распределения составов вулканитов на петрохимических диаграммах с четко выраженной некомплементарностью в трендах базальтов и пород среднекислого состава (см. рис. 3.2.2, 3.2.4).

Рассмотрим более подробно петрохимические вариации составов арагацких лав на диаграммах, построенных в координатах элементных молекулярных отношений окислов (см. рис.3.2.4).

* На данной стадии изложения материала под термином "контаминация" понимается любое подключение к магматической системе ксеногенного вещества, вне зависимости от механизмов его реализации (смещение, ассимиляция, собственно контаминация).

Под термином "кристаллизационная дифференциация" кроме специально оговоренных случаев, подразумевается процесс удаления (отделения) из системы той или иной доли твердой или жидкой составляющей (фракционная кристаллизация, парциальное плавление). Равновесный тип кристаллизационной дифференциации, а также ликвационный механизм дифференциации в обсуждении не рассматриваются, ввиду отсутствия признаков (Кокс и др., 1982), свидетельствующих об их сколько-нибудь существенной роли в петрогенезисе субфации текучих лав арагацкой серии.

Т.Пирсом (Pearce, 1988), Дж.Никколсом (Niccols, 1988) было доказано, что вариации отношений типа "совместимый элемент / несовместимый элемент" по своему характеру весьма близки изменению абсолютных количеств совместимого элемента. Как следует из представленного рисунка¹ на фоне сопоставимых "абсолютных" содержаний SiO_2 , андезитабазальты, в сравнении с базальтами обеднены практически всеми остальными окислами. Эти различия нельзя связать только с фракционированием плагиоклаза, оливина, пироксенов, магнетита и апатита (т.е. с механизмом кристаллизационной дифференциации), так как ввиду доминирования в упомянутом минеральном парагенезисе силикатов, следовало бы ожидать одновременного резкого снижения содержаний и кремнезема. В силу самого принципа построения диаграмм Пирса, необходимо рассмотреть поведение и собственно несовместимого элемента, используемого в качестве делителя при расчетных элементных (молекулярных) отношениях. Как следует из построений, приведенных на одном из графиков (см. рис. 3.2.4 $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$), сдвиг тренда среднекислых составов относительно линии эволюции базальтов теоретически мог бы быть связан и с привносом калия. Однако плавное и, в целом, выдержанное возрастание содержаний K_2O от базальтов к андезитом (см. рис. 3.2.1, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) существенно снижает реальность такого допущения. Непротиворечивым объяснением приведенных фактов может быть предположение о добавлении к магматической системе на этапе кристаллизации остаточных расплавов базальтов (андезитоидов) существенных количеств вещества, обогащенного кремнеземом (см. построения на рис. 3.2.4 - $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$). Показательно, в этой связи, что на диаграммах Пирса, в координатах без участия кремнезема сдвиг тренда андезитоидов относительно базальтов проявлен гораздо слабее, а иногда и вовсе отсутствует (рис. 5.1.1).

3. Дисбаланс между общесерийной петрохимической тенденцией и валовым химическим составом кристаллизующейся минеральной ассоциации. Рассмотрим это утверждение на примере такой важной в петрогенезисе андезитов фазы, каковой является магнетит. Воспользуемся для этого обычной "харкеровской" вариационной диаграммой FeO^*-MgO (рис.5.1.2), дополненной вспомогательными геометрическими построениями. Графическая оценка количества магнетитового фракционата, которое необходимо удалить (наряду с другими кристаллизующимися фазами) из базальтового расплава для обеспечения петрохимического перехода "базальт-андезитабазальтовая основная масса"² дает величину порядка 4,2мас.% (~2,4об. %) магнетита от веса (объема)

¹ В расчетах и построениях в качестве несовместимого компонента использовался оксид калия.

² Использование основной массы (базиса) андезитабазальта вместо андезита позволило ограничиться оценкой соотношения кристаллизующихся фаз без учета эффективности сепарации их из системы. При этом допускалось, что реакция между остаточным расплавом (основной массой) и твердыми фазами сведена к минимуму.

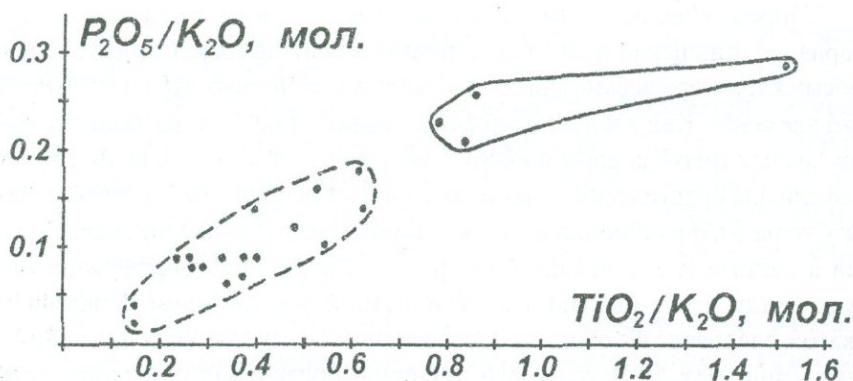


Рис.5.1.1. Распределение составов арагацких вулканитов на диаграмме $P_2O_5/K_2O - TiO_2/K_2O$. Условные обозначения см. на рис. 3.2.4.

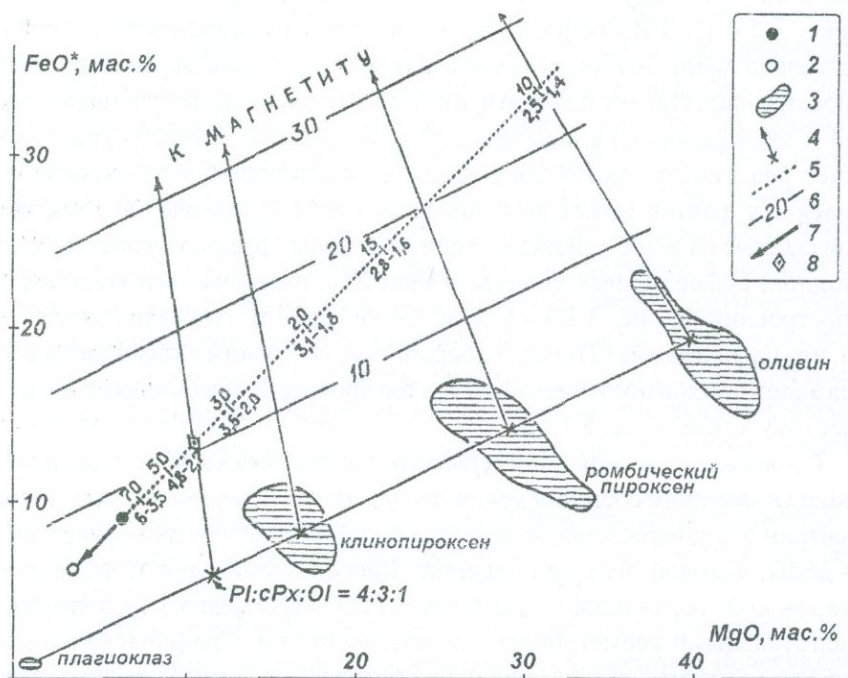


Рис.5.1.2. Оценка количества магнетитового фракционита в интервале дифференциации "средний базальт — основная масса андезитбазальта".

1- средний базальт по (Гукасян, 1985²); 2- средняя основная масса андезитбазальта (по результатам аналитических определений и расчетов автора); 3- поля составов минеральных фаз базальтов и андезитбазальтов; 4- соединительные линии силикатов с магнетитом; 5- линия "точек извлечения" минеральных фаз, соответствующая тренду "средний базальт- средняя основная масса андезитбазальта"; числа на линии: вверху сумма минерального фракционата в мас.%, внизу — количество магнетитового фракционата, слева — в мас.%, справа — в ов.% от базальта; 6- доля магнетита в удаляемой кристаллической ассоциации (в мас.%); 7- тренд "средний базальт- средняя андезитбазальтовая основная масса"; 8- "точка извлечения" минерального парагенезиса $PI+CPx+OI+Mt$ с соотношением силикатов соответственно "базальтовой" котектике ($PI:CPx:OI=4:3:1$).

исходной базальтовой системы¹. Поскольку модалное содержание магнетита в рассматриваемых вулканитах (0,5об.%~0,9мас.% в базальтах и 1-1,2об.% ~ 1,8-2,2мас.% в андезизабазальтах, (см. рис.3.1.1), а также (Гукасян, 1985²) позволяет предположить, что причиной "заниженного" содержания магнетита в породах является его высокая плотность и, как следствие, высокая скорость фракционирования из системы. Однако оценка эффективности сепарации кристаллизующихся фаз, проведенная на основании формулы Стокса, с учетом, как минимум, трехкратного превышения средних размеров вкрапленников Fe-Mg силикатов над размерами магнетита, показывает, что скорость осаждения последнего существенно (по меньшей мере в 2-2,5 раз) уступает таковой Fe-Mg силикатов. Можно, по-видимому, утверждать, что соотношение "магнетит-Fe-Mg силикаты", наблюдаемое среди вкрапленников в реальных породах соответствует их соотношению на стадии интрателлурической кристаллизации, либо несколько обогащено рудной составляющей.

В приведенных рассуждениях подразумевалось, что соотношение силикатов соответствовало котектике упрощенной базальтовой системы — $Pl:CPx:Ol=4:3:1$ (Йодер, Тилли, 1965). В реальной природной системе соотношения отмеченных силикатов в кристаллизующемся минеральном парагенезисе могли быть и существенно иными. Однако и в этом случае, если исходить из "разумных" допущений (в частности, что количество валового кристаллического экстракта на отрезке эволюции от базальта к андезиту не может превышать 50мас. % от веса исходного базальта) теоретические требования явно не соответствуют возможностям природной магматической системы. Действительно, из того же рис.5.1.2 следует, что при реализации перехода "базальт-андезизабазальтовая основная масса (=андезит)" соотношение $Mt:Fe-Mg$ силикаты должно быть не менее 1:6-7 (в массовых содержаниях) или 1:9-10 (в объемных содержаниях). Низкие модалные значения этого параметра в базальтах ($\leq 1:20$ объемных) и андезизабазальтах ($\leq 1:15$ объемных), а также отсутствие петрографических признаков активной интрателлурической кристаллизации магнетита, не согласуются однако с этими оценками, ограничивая тем самым петрогенетическую роль механизма кристаллизационной дифференциации.

К аналогичному выводу позволяет прийти и изучение поведения щелочных компонентов. Здесь также четко фиксируется несоответствие петрохимических вариаций валовому составу минерального фракционата. Анализ диаграммы $Na_2O+K_2O - SiO_2$ (рис. 5.1.3), на которой, помимо распределения средних составов пород арагацкой серии приведены и интервалы вариации фиксируемых в них минералов, показывает, что любая реально возможная комбинация кристаллизующихся фаз не способна привести к возникновению

¹ Расчет проведен для случая фракционирования из системы минерального парагенезиса $Pl+CPx+Ol+Mt$, в котором соотношение силикатных фаз соответствует "базальтовой" котектике ($Pl:CPx:Ol=4:3:1$).

наблюдаемого петрохимического сдвига между базальтами и более кислыми разностями. Отметим, что геометрически непротиворечивая схема при избирательном фракционировании из системы оливина и магнетита и кумуляции плагиоклаза и пироксенов (схематически показано на рис. 5.1.3 штрих-пунктиром), на самом деле приведет к несопоставимому с действительной картиной обогащению андезитов Ca и (или) Mg, а также Al (количество пироксен-полевошпатового кумулята составит при этом порядка 25-40 мас.% от веса андезибазальта).

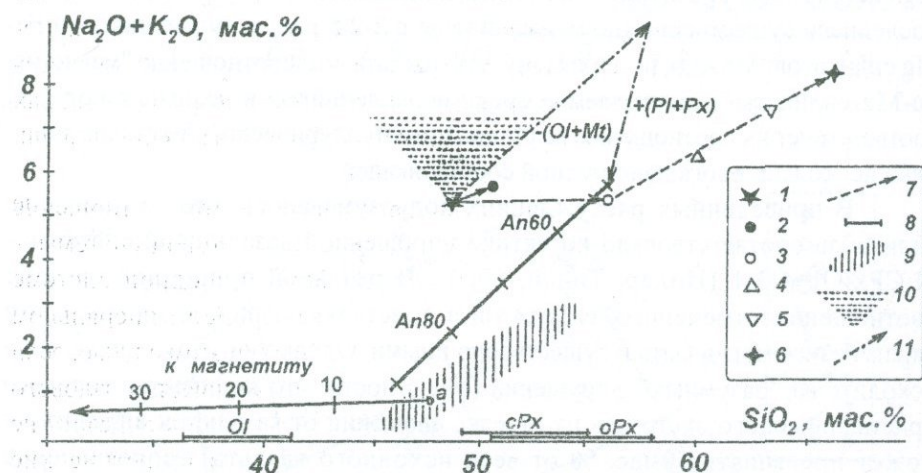


Рис. 5.1.3. Распределение средних составов в Арагац на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$. 1-средний состав по группе наиболее "примитивных" базальтов, представленных в виде афировых даек; 2-6-составы базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов соответственно, по (Гукасян, 1985²); 7- тренды средних составов базальтов и пород среднекислого ряда; 8-составы породообразующих минеральных фаз арагацской серии; 9- примерная область составов ассоциации силикатных минералов при соотношении $\text{Pl}:\text{Cpx}:\text{Ol}=4:3:1$ ("базальтовая котектика"); 10- область базальтовых дериватов в рамках механизма кристаллизационной дифференциации при выявленном наборе минеральных фаз ($\text{Pl}+\text{Px}+\text{Ol}+\text{Mt}$). Числа на прямой "к магнетиту" – доля магнетита (в мас.%) от общей кристаллической ассоциации; 11- тренды изменения состава "примитивного" базальта при избирательном фракционировании Ol и Mt и кумуляции Pl+Px и их равнодействующая.

4. Характер зависимости типа зональности в химически неоднородных кристаллах плагиоклаза от состава вмещающей породы.

По данным петрографических и микрозондовых определений (см. табл. 3.1.1, 3.4.3) прямой тип зональности преобладающий в полевошпатовых вкрапленниках базальтов последовательно, по мере увеличения содержания кремнезема в составе вмещающей породы, сменяется на обратный, доминирующий в кислых разностях. В андезитах оба типа представлены примерно равнозначно.

Подовное поведение при гомодромном характере дифференциации

(см. гл. 1,3) не может быть обеспечено в рамках модели кристаллизационной дифференциации, однако вполне реализуемо при существенной роли процессов контаминации. Необходимо лишь допустить, что "кислое" вещество независимого происхождения, подпитывающее исходные базальтовые расплавы, само содержало собственные кристаллы плагиоклаза, относительно обогащенного альбитовым компонентом. В этом случае состав итоговой гибридной породы и тип зональности содержащихся в ней кристаллов плагиоклаза будет зависеть от относительных количеств входящих в контакт основного и кислого реагентов.

При довавлении небольших количеств контаминанта, состав смеси будет соответствовать интервалу базальт-андезибазальт-андезит. Кристаллы, привнесенные контаминантом, будут плавиться, а плагиоклазы исходных базальтовых расплавов обрастать более кислым составом и характеризоваться прямой зональностью.

При преобладающем количестве кислого контаминанта состав смеси будет отвечать интервалу андезит-андезидацит-дацит. При этом неравновесные полешпатовые вкрапления базальтов будут растворяться, а плагиоклазы, принадлежащие контаминанту, отреагируют на новые условия среды, частичной резорбцией и плавлением с последующим обрастанием их реликтов каемками более основного состава (обратная зональность).

Неоднородность химического состава в пределах морфологически единых кристаллов устанавливается и в цветных силикатах, в частности пироксенах. В средних и кислых породах серии фиксируются многочисленные факты замещения ромбического пироксена моноклинным (рис. 5.1.4), что по данным Сакуямы также является вероятным свидетельством процессов контаминации.

5. Значимые химические различия в составах однотипных минералов из базальтов и андезибазальтов (андезитов) при сопоставимых значениях соответствующих минералогических индексов дифференциации.

Так, в интервале одних и тех же содержаний форстеритовой молекулы оливины андезибазальтов оказываются существенно богаче NiO и беднее CaO в сравнении с оливинами базальтов (см. рис. 3.4.2, 3.4.3). Покажем, что вовлечение в эволюционный процесс кислого компонента на этапе кристаллизации андезибазальтов из остаточных расплавов базальтов, способно привести к отмеченному эффекту.

Действительно, в этом случае следует ожидать резкого повышения активности SiO_2 и по-видимому, некоторого повышения потенциала кислорода среды минералообразования. Активизация роли кремнезема в расплаве должна отразиться в соответствующем падении содержания CaO в равновесном оливине (Stormer, 1973). Повышение окислительного потенциала расплава, в свою очередь, приведет к дополнительному перераспределению железа в трехвалентную форму и, следовательно, падению содержания двухвалентной его формы. Это скажется в возрастании значений отношений MgO/FeO и NiO/FeO в магматической системе и,

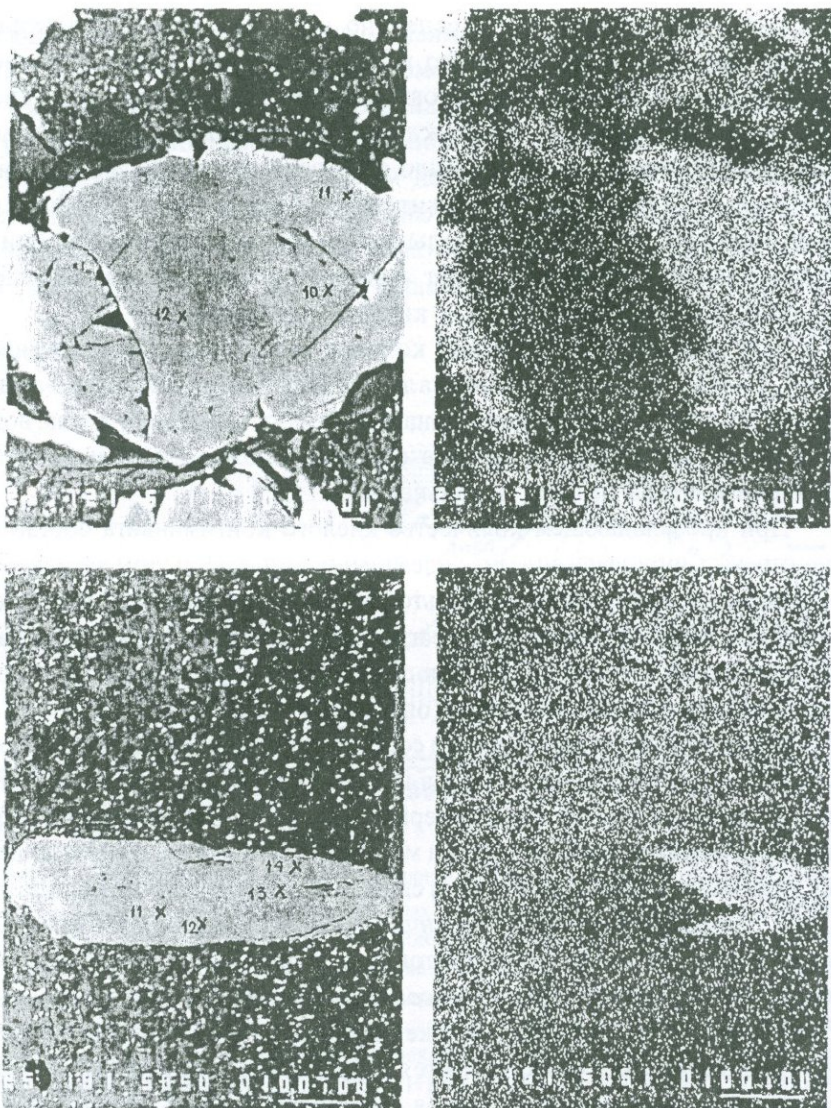


Рис.5.1.4. Замещение ромбического приоксена моноклинным в арагацких дацитоидах. Слева- снимки в поглощаемых электронах, справа- в характеристическом рентгеновском излучении Са. Снимки сделаны в Лаборатории аналитических исследований АН Венгрии.

как результат, в кристаллизующемся из нее равновесном оливине* (Roeder, Emslie, 1970; Арискин и др., 1986; Ford et all, 1983 и др.).

Похожая ситуация, свидетельствующая о резком изменении физико-химических условий среды минералообразования на стадии формирования, наблюдается и в клинопироксенах: в интервале сопоставимых

*) Аналогичный порядок рассуждений объясняет и статически более высокую магнетизальность оливинов и клинопироксенов андезитбазальтов по сравнению с аналогичными вкрапленники базальтов (см. рис. 3.4.1, 3.4.8)

значений магнезиальности клинопироксены среднекислых лав по сравнению с аналогичными базальтовыми вкрапленниками характеризуются значимо более высокими содержаниями SiO_2 и CaO (см. рис. 3.4.9).

6. *Широкий диапазон вариации магнезиальности пироксенов, содержащий анортитового минала в плагиоклазах в средних по составу породах (андезибазальтах и андезитах), практически охватывающий весь интервал значений этих параметров по всей арагацкой серии (см. рис. 3.4.6, 3.4.8).*

Попытка объяснения этого наблюдения исключительно в рамках процесса кристаллизационной дифференциации с учетом гомодромности вулканизма встречает затруднения: в андезибазальтах и андезитах следовало бы ожидать присутствия, помимо автокристов, лишь минералов, наследуемых из более ранней, базальтовой стадии развития. С другой стороны, приведенные факты становятся понятными при допущении существенной петрогенетической роли контаминации (смешения). При условии кислого состава контаминанта, доли привнесенного и наследуемого вещества будут представлены более или менее равнозначно именно в средних по составу вулканитах. Следовательно, и минеральный состав последних будет наиболее представительным по серии.

7. *Отсутствие комплементарности в трендах расплавов базальтового и андезибазальтового составов (по данным экспериментального изучения магматических включений, см. гл. 4).*

В интервалах сопоставимых температур существования отмеченные расплавы значимо различаются по содержаниям ряда окислов, и прежде всего кремнезема (см. рис. 4.1.2). Следовательно, они не могут быть последовательными продуктами (остаточными расплавами) кристаллизационной дифференциации единого гипотетического исходного расплава, с другой стороны, позволяет предположить в предварительном порядке, что андезибазальтовый расплав по сути своей является тем же базальтовым расплавом, испытавшим, однако, на некоторой промежуточной стадии своего развития подключение существенных количеств контаминанта, обогащенного кремнеземом.

8. *Несоответствие валового состава пород составу баллансовой суммы соответствующих расплавов (т.е. жидкой составляющей) и кристаллических фаз.*

В саморазвивающейся системе конечную валовую породу можно рассматривать в качестве смеси расплава (жидкой составляющей) с кристаллами, не успевшими покинуть по тем или иным причинам магматическую систему. Судя по кривизне тренда базальтовых расплавов (см. табл. 4.2.2) на графике $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 5.1.5) суммарный состав соответствующей минеральной ассоциации, кристаллизующейся в системе, должен располагаться слева от упомянутого тренда (на продолжении касательной к кривой) и, следовательно, его смесь с расплавом при сохранении пропорций выделяющихся кристаллических фаз также должна находиться слева от кривой расплавов. Поскольку, однако валовые составы пород располагаются правее упомянутого

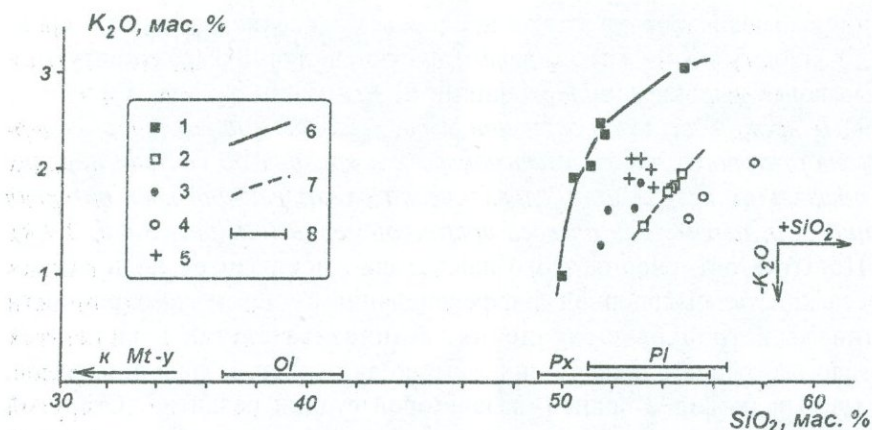


Рис.5.1.5. Корреляция K_2O – SiO_2 в арагацских расплавах.

1,2- составы расплавов базальтов (1) и андезибазальтов (2) (по данным табл.4.2.2); 3,4- составы базальтов (3) и андезибазальтов (4) (по данным табл.3.2.1); 5- составы основных масс из базальтов (табл.5.1.1); 6,7- тренды базальтовых (6) и андезибазальтовых (7) расплавов; 8- интервалы вариаций минералов, слагающих базальты и андезибазальты. Объяснения в тексте.

тренда, можно было бы предположить, что они представляют собой избирательную смесь остаточных расплавов с минеральной ассоциацией, в которой преобладают относительно обогатенные кремнеземом фазы-плагиоклаз и моноклинный пироксен. Вместе с тем, подобное избирательное сохранение в магматической системе отмеченных минералов привело бы к существенному обогащению валовой породы алюминием и кальцием¹, тогда как составы расплавов и соответствующих пород весьма близки по содержаниям этих окислов (см. табл. 3.2.1 и 4.2.2).

С учетом приведенной аргументации правосторонний сдвиг пород относительно расплавов на рис. 5.1.5 можно объяснить либо обеднением щелочами (в данном случае K_2O), либо подключением некоторого количества кислого контаминанта (схематически показано векторами- K_2O+SiO_2). Вынос щелочей, в частности, мог быть спровоцирован низковарической дегазацией расплава в приповерхностных очагах и на стадии излияния. Вместе с тем, более существенным представляется вариант контаминации. Ведущей роли процесса удаления щелочей противоречит, к примеру, комплементарный характер распределения составов матрицы базальтов (=остаточных расплавов базальтов, соответствующим поздним, вплоть до эффузивной, стадиям развития) (табл.5.1.1) по отношению к тренду базальтовых расплавов на диаграмме Na_2O/K_2O – MgO/K_2O (рис. 5.1.6), при активном выносе вправо от эволюционной линии базальтовых расплавов.

¹ Графический расчет показывает (рис. 5.1.5), что для выполнения равенства "средняя валовая порода=средний расплав+средний плагиоклаз+средний клинопироксен" потребовалось бы участие как минимум 20-30 мас. (от веса породы) суммы последних.

Таблица 5.1.1

Составы основных масс в арагацких базальтах

Окислы N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
Б-144	52,51	1,38	18,03	8,85	0,16	4,03	7,85	4,00	2,00	0,59	99,40
Б-62	52,78	1,65	17,06	9,65	0,14	2,03	8,40	3,70	2,20	0,60	98,21
Б-150	53,02	1,02	17,59	9,46	0,11	4,12	5,84	4,00	2,20	0,50	97,86
Б-60	53,39	1,34	17,15	9,37	0,13	3,15	7,60	3,80	2,10	0,53	98,57
Б-57	53,56	1,34	17,80	8,90	0,14	2,39	8,10	3,70	1,90	0,49	98,32
Б-148	54,97	1,26	15,75	8,79	0,10	3,81	5,25	4,00	2,60	0,54	97,07

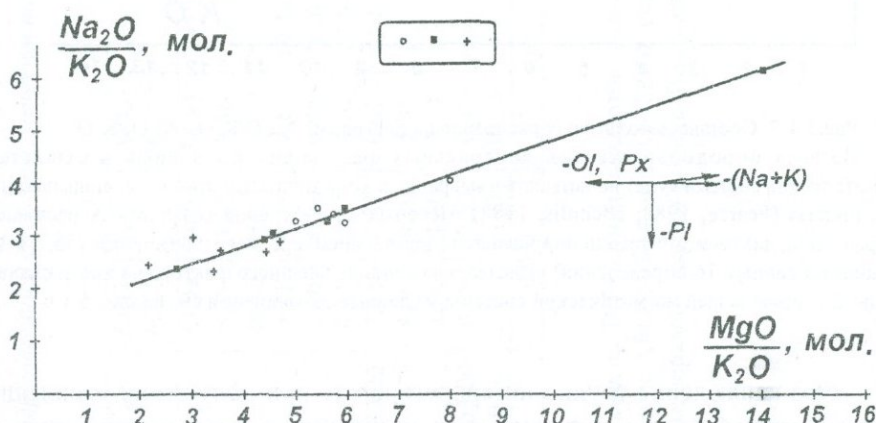


Рис.5.1.6. Распределение составов расплавов и основных масс на диаграмме $Na_2O/K_2O - MgO/K_2O$. Векторам обозначены направления смещения состава магматической системы при фракционировании из нее оливина, пироксенов, плагиоклаза, в также при выносе щелочей. Условные обозначения см. на рис. 5.1.5.

Полностью аналогичный порядок рассуждений можно привести касательно петрохимического сдвига между породами и расплавами и андезитбазальтового состава (см. рис. 5.1.5).

Таким образом, проведенный анализ показывает, что магматическая система в процессе формирования арагацкой серии испытывала влияние контаминации не только на этапе перехода от базальтов к андезитбазальтам, но и на стадии кристаллизации пород собственно базальтового состава. Более того, это влияние обнаруживается и на уровне самих базальтовых расплавов, изученных в процессе экспериментов с магматическими включениями. Это, в частности, следует из того факта, что тренды базальтовых расплавов на диаграмме $Na_2O/K_2O - Al_2O_3/K_2O$ (рис. 5.1.7) соответствуют линии фракционирования более кислого плагиоклаза, чем устанавливаемый по базальтам, средний состав этого минерала (табл. 5.1.2).

9. Последовательное снижение концентраций редкоземельных элементов от базальтов через андезиты к дацитам (см. рис. 3.3.2).

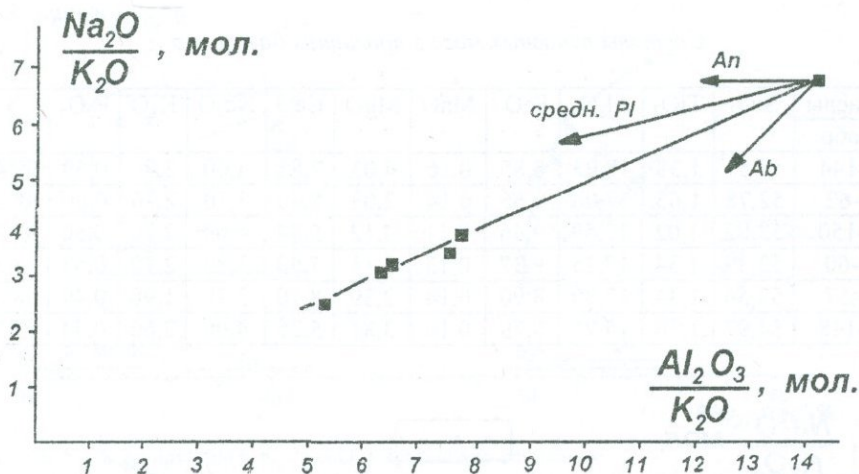


Рис.5.1.7. Составы базальтовых расплавов на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$.

Из всех породообразующих минеральных фаз, зафиксированных в базальтах, магматическая система будет испытывать в выбранных координатах, в основном, лишь влияние плагиоклаза (Pearce, 1988; Nicholls, 1988). Несоответствие тренда базальтовых расплавов направлению, диктуемому фракционированием (добавлением) среднего плагиоклаза (55,7% An, среднее по данным 16 определений) указывает на влияние внешнего фактора на ход эволюции жидкой составляющей магматической системы. Условные обозначения см. на рис. 5.1.6.

Это наблюдение трудно интерпретировать при допущении эволюции магматической системы в закрытых условиях за счет исключительно собственных ресурсов, поскольку в этом случае, по меньшей мере вплоть до андезитов следовало бы ожидать, с учетом коэффициентов распределения РЗЭ (Хендерсон, 1985; Pearce, Cann, 1973; Кокс и др., 1982; Балашов, 1976; Pearce, 1982 и др.) и зафиксированного набора кристаллизующихся фаз (см. гл. 3), возрастания содержаний этих элементов.

В данной ситуации, так же, как и в предыдущих пунктах настоящего перечня, наиболее вероятной и непротиворечивой представляется схема с поступлением в систему кислого ксеногенного материала. Необходимо лишь предположить относительно низкие концентрации в нем редкоземельных элементов. Именно в этом случае, по мере возрастания содержания кремнезема в гибридной смеси, концентрации РЗЭ будут уменьшаться.

10. Характер ковариации между совместимыми и несовместимыми микроэлементами.

Известно (Gill, 1981 и др.), что фракционная кристаллизация единственный процесс дифференциации, при котором поведение рассеянных элементов соответствует релеевской модели дистилляции, выражающейся в экспоненциальном изменении их концентраций в остаточном расплаве. На диаграммах, приведенных в логарифмическом масштабе, парная корреляция микроэлементов должна осуществляться в пределах прямой линии.

Таблица 5.1.2

Результаты моделирования кристаллизационной дифференциации и смешения методом наименьших квадратов*)

Фаза	ARG-66n/2	Ol	CPx	OPx	Mt1	Mt2	Pl	Ap	ARG-66n/3	расч.	ARG-282/10	Ol	Mt	Pl	ARG-595/14	расч.
SiO ₂	54,85	39,35	51,95	55,59	-	0,32	55,79	-	53,24	53,24	54,85	39,67	-	58,62	49,19	49,54
TiO ₂	1,28	-	0,49	0,22	8,09	38,77	-	-	1,33	1,33	1,86	-	8,41	-	1,84	1,60
Al ₂ O ₃	16,68	-	2,98	0,90	1,53	0,27	28,16	-	16,57	16,57	17,39	-	8,40	26,26	16,17	16,13
FeO*	8,24	18,70	8,21	12,38	82,83	55,34	-	-	9,31	9,31	7,43	19,44	61,22	-	11,07	11,11
MnO	0,07	0,32	0,27	0,32	-	-	-	-	0,10	0,08	0,08	0,30	-	-	0,07	0,09
MgO	4,47	42,50	18,03	28,84	1,78	2,36	-	-	5,33	5,33	3,70	42,06	4,75	-	6,30	6,23
CaO	6,97	0,18	17,26	2,04	-	-	10,22	37,00	7,51	7,51	6,07	0,18	-	7,98	9,10	9,00
Na ₂ O	4,69	-	0,31	0,04	-	-	5,83	-	4,36	4,36	5,04	-	-	7,14	4,44	4,12
K ₂ O	2,02	-	-	-	-	-	-	-	1,54	1,60	3,13	-	-	-	1,05	0,94
P ₂ O ₅	0,68	-	-	-	-	-	-	63,00	0,69	0,53	0,45	-	-	-	0,77	0,83
мас. %	76,32	0,90	4,71	2,19	2,19	0,30	12,49	0,30	-	100	30,05	1,11	9,25	35,58	-	100
DIFF									0,031						0,213	

*) Расч.-результат расчета; мас. % – весовой процент фазы в смеси; DIFF-сумма квадратов разности по каждому элементу между результатом расчета и исходным составом; в расчете эволюции ARG-595/14 → ARG-282/10 учитывались CPx (мас. % = 22,9) и Ap (мас. % = 1,1), составы которых соответствуют составам этих минералов в первом расчете. Пояснения к расчетам см. в тексте.

С другой стороны, процессы смешения и парциальное плавление не являются экспоненциальными по характеру влияния на содержания малых элементов в расплаве и на тех же диаграммах описываются кривыми, выгнутыми вниз (при парциальном плавлении) или вверх (при смешении). На диаграммах, приведенных в обычном масштабе, эти закономерности меняются на обратные: корреляция микроэлементов при смешении описывается прямолинейным трендом, а при парциальном плавлении и фракционной кристаллизации — криволинейным. Отмеченные особенности весьма выразительны при ковариациях микроэлементов с различной степенью совместимости по отношению к кристаллизующейся минеральной ассоциации.

С целью получения обобщенной картины на рис. 5.1.8 приведены ковариации суммарных содержаний совместимых и несовместимых элементов арагских лав. Как следует из диаграммы, тренд корреляции этих элементов контрастного поведения отклоняется от теоретической линии кристаллизационной

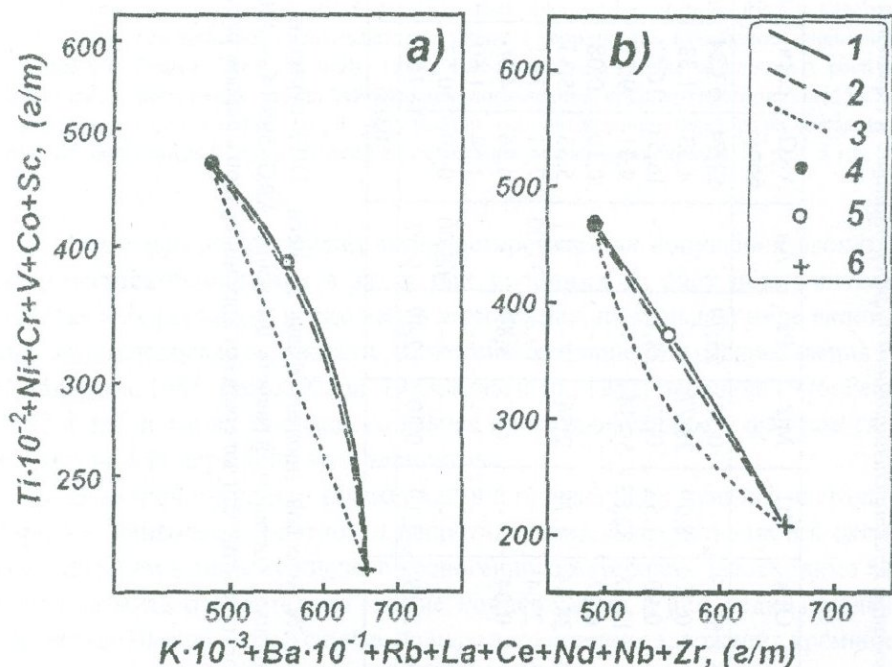


Рис. 5.1.8. Распределение составов арагских лав в координатах "совместимый микроэлемент-несовместимый микроэлемент".

"а" - в логарифмическом, "б" - в обычном масштабах.

1- наблюдаемый тренд от базальтов к дацитам; 2- теоретический тренд смешения базальта с дацитом или веществом, находящимся на продолжении прямой "базальт-дацит" (b); 3- теоретический тренд кристаллизационной дифференциации при базальтовом составе исходного расплава и неизменности валового коэффициента распределения микроэлементов в системе "расплав-кристаллизующаяся ассоциация"; 4,5,6- средние составы соответственно базальта, андезита и дацита.

дифференциации и практически совпадает с линией, соответствующей смешению базальта с веществом, аналогичным дациту или находящемуся на продолжении прямолинейного отрезка "базальт-дацит" (рис. 5.1.8, б)¹.

11. Характер распределения составов пород на диагностической вариационной диаграмме SB (Sr/Ca - Ba/Ca).

Как известно, коэффициент распределения Sr по отношению к Ba в системе "расплав-кристалл" выше для большинства породообразующих минералов (за исключением граната, амфибола, биотита, а также фельдшпатоидов) (Onuma, Issiki, Hizano, 1982; Цветков, 1987 и др.). Следовательно, отношение Ba/Ca в остаточном расплаве (= продуктах кристаллизационной дифференциации) должно расти быстрее, чем отношение Sr/Ca , что на диаграмме SB (Sr/Ca - Ba/Ca) выразится пологим трендом, образующим с абсциссой (Ba/Ca)

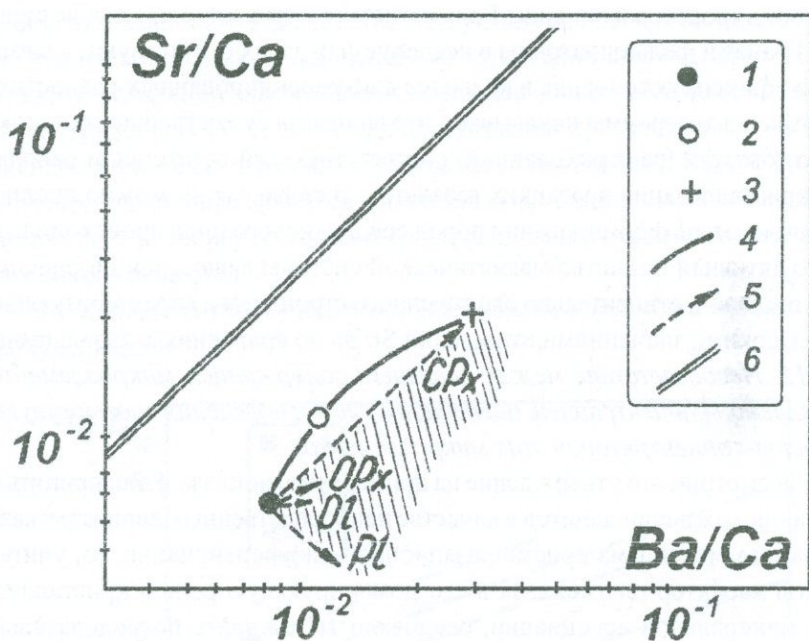


Рис. 5.1.9. Распределение составов вулканитов на диаграмме SB.

1-3- составы базальтов, андезитов и дацитов соответственно; 4- наблюдаемый общесерийный тренд "базальт-андезит-дацит"; 5- тренды смещения остаточных расплавов при фракционировании из базальтов пироксенов (CP_x и OP_x), плагиоклаза (Pl) и оливина (Ol); длина векторов соответствует выделению примерно 30 мас.% мономинерального фракционата от веса базальта; 6- линия мантийного смешения (плавления) по (Onuma et al., 1982; Цветков, 1987).

¹ С целью упрощений, при построении диаграмм, приведенных на рис. 5.1.8, принято, что суммарные коэффициенты распределения валовых содержаний совместимых и несовместимых элементов в рамках модели кристаллизационной дифференциации испытывают лишь невольные изменения на всем отрезке эволюции от базальтов к дацитам. В этой связи, вытекающие из анализа диаграмм выводы не являются строгими, а лишь вероятными.

угол, меньший 45° (рис. 5.1.9). Лишь в отдельных случаях, в клинопироксенах коэффициенты распределения Ba и Sr могут быть сопоставимы (Бородин, 1981; Хендерсон, 1985; Gill, 1981 и др.). При этом угол, образуемый трендом расплавов, фракционирующих клинопироксен, с абсциссой может достигнуть своего предельного значения в 45° . При отсутствии среди кристаллизующейся минеральной ассоциации граната, амфибола, биотита и фельдшпатовидов тренды, составляющие с абсциссой углы более 45° не могут быть удовлетворительно объяснены процессом кристаллизационной дифференциации (и парциального плавления) и, таким образом, свидетельствуют об участии в эволюции системы дополнительного компонента (Onuma, et al., 1982; Цветков, 1987 и др.). Приведенная на рис. 5.1.9 диаграмма SB дополнена векторами, показывающими направление и амплитуду изменения состава остаточного расплава при фракционировании из системы клинопироксена, плагиоклаза, ромбического пироксена и оливина. Роль магнетита в этих координатах не существенна. Гранат и фельдшпатоиды в исследуемых лавах отсутствуют, а биотит и амфибол фиксируются лишь в наиболее дифференцированных разностях.

Анализ диаграммы показывает, что андезиты существенно отклоняются влево от области (заштрихованной) соответствующей остаточным расплавам после кристаллизации арагацких базальтов. В связи с этим можно предположить, что на этапе формирования пород среднекислого ряда происходила достаточно активная подпитка магматической системы веществом независимого происхождения, относительно обогащенного стронцием и характеризующимся более высокими значениями отношения Sr/Ba по сравнению с базальтами.

12. Несоответствие между реальным содержанием микроэлементов и их ожидаемой концентрацией, оцененной с учетом поведения соответствующих минералов-концентраторов этих микроэлементов.

Рассмотрим это утверждение на примере плагиоклаза. Если принять версию о происхождении дацитов в качестве непосредственных дериватов базальтов в рамках механизма кристаллизационной дифференциации, то, учитывая сквозной характер плагиоклаза и его доминирующую роль в кристаллизующейся минеральной ассоциации, следовало бы ожидать последовательного падения содержаний Sr и увеличения амплитуды европиевого минимума от основных пород к кислым, поскольку плагиоклаз является минералом-концентратором отмеченных микроэлементов. Правомерность этого прогноза диктуется и невысокой, в целом, кристалличностью дацитов (см. рис. 3.1.1), что должно являться косвенным свидетельством достаточно эффективного фракционирования из системы кристаллизующихся фаз (т.е. несущественной роли наследования и кумуляции прото- и автокристов).

В действительности, однако, наблюдается картина, обратная ожидаемой: от базальтов к дацитам отмечается уменьшение амплитуды европиевого минимума и повышение концентрации стронция (см. табл. 3.3.1, рис. 3.3.2, 5.1.9).

Таким образом, и в этом случае мы сталкиваемся с необходимостью привлечения внешнего фактора при оценке механизмов эволюции.

13. Резкое, скачкообразное повышение окислительного потенциала магматической системы на стадии перехода от базальтов к андезибазальтам. Это наблюдение фиксируется по поведению оксидных фаз (хромшпинелида, титаномагнетита).

Хромшпинелиды андезибазальтов в интервале одинаковых с хромшпинелидами базальтов значений эволюционного индекса $Cr/Cr+Al+Fe^{3+}$, характеризуются существенно более низкими величинами отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} (см. рис. 3.4.4), отражая соответствующее окисление магматической среды в очаге (С. Maurel, Р. Maurel, 1982).

Наряду с этим, изучение сингенетичных ильменит-магнетитовых фаз (Spenser), слагающих морфологически единые кристаллы, показало (рис. 3.4.13, 5.1.10), что распад исходно-гомогенных железо-титановых выделений в ряду от базальтов к дацитам осуществлялся при последовательно возрастающем окислительном потенциале соответствующих расплавов. Показательно при этом, что наиболее резкое окисление магматической системы приходится на время кристаллизации андезибазальтов, что диагностируется по более высокой температуре начала субсолидусных превращений присутствующих в них Fe-Ti оксидных фазах по сравнению с таковыми базальтов (рис. 5.1.10). Подобная флуктуация в окислительно-восстановительных условиях магматической среды может быть и, скорее всего, была спровоцирована вхождением в нее кислого ксеногенного вещества.

14. Данные математического моделирования процессов магматической дифференциации.

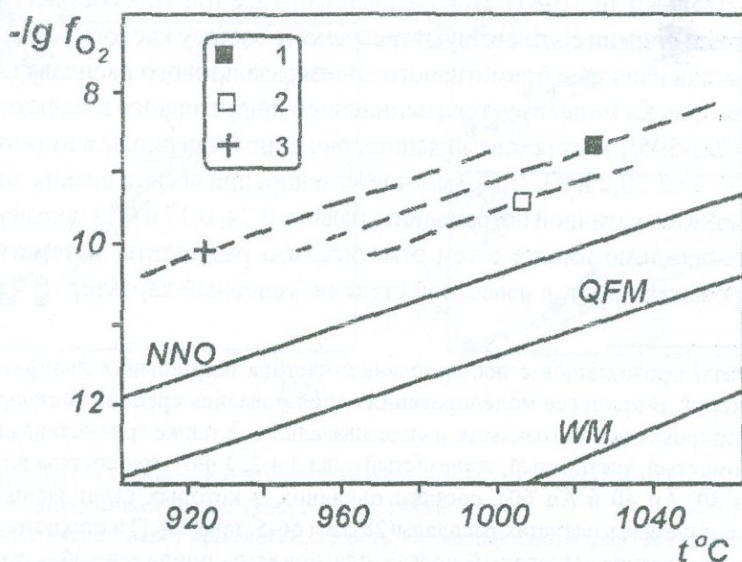


Рис. 5.1.10. Параметры сосуществования сингенетичных магнетит-ильменитовых фаз в арагацких лавах.

1-3- титаномагнетиты соответственно из базальтов, андезибазальтов и дацитов.

Кривые кислородных буферов построены по (Myerz, Bugster, 1983).

Как показали расчеты, химические вариации расплавов (консервантов магматических включений, см. табл. 4.2.2) в пределах отдельно взятых базальтовой и андезибазальтовой ветвей лучше описываются механизмом кристаллизационной дифференциации. Суммарная квадратичная погрешность расчетов¹ в случае моделирования этого процесса в направлении от наиболее примитивного (ARG-595/14) до наиболее дифференцированного (ARG-282/10) базальтового расплава составляет 0,21мас.% (см. табл. 5.1.2). Погрешность аналогичного расчета для андезибазальтовых расплавов (ARG-66/3-ARG-66/6) равна 0,03мас.%.

С другой стороны, общесериальная петрохимическая тенденция математически больше согласуется с контаминационной моделью.

Как показывает анализ распределения составов пород и расплавов на петрохимических диаграммах (см. рис. 3.2.2, 3.2.4, 5.1.3, 5.1.5, 5.1.8), в роли контаминанта² могло выступать вещество, соответствующее интервалу дацит-риолит. О потенциальных возможностях подлавого субстрата генерировать подобные расплавы свидетельствует достаточно широкое развитие в пределах Арагацкого и смежных нагорий сингенетичных арагацким лавам (Попов и др., 1987) самостоятельных кислых вулканических проявлений, формирование которых связывается с плавлением коровых источников (Попов и др., 1987; Ширинян, 1970, 1963; Меликсетян, Карапетян, 1981 и др.).

На рис. 5.1.11 в качестве возможных контаминантов представлены составы наиболее кислого арагацкого дацита (обр. 361, см. табл. 3.2.1), а также усредненные составы риодацита и риолита по региону, рассчитанные по данным (Попов и др., 1987). Показательно, что все три этих состава в большей или меньшей степени соответствуют требуемому составу кислого реагента (табл. 5.1.3): состав наиболее примитивного андезибазальтового расплава (ARG-66/3) математически моделируется соединением примитивного базальтового расплава (ARG-595/14) с составами дацита, риодацита или риолита в соотношении 80,1:19,9; 79,8:20,2 и 83,7: 16,3 соответственно, при весьма низких значениях суммарной квадратичной погрешности, равных 0,24; 0,17 и 0,11 соответственно.

Необходимо вместе с тем отметить, что результаты математического моделирования носят, в известной степени, условный характер. В частности,

¹ Расчеты проводились с использованием метрда наименьших квадратов Райта-Дохерти. В процессе моделирования использовались средние составы клино- и ортопироксенов по базальтам и андезибазальтам, а также три состава шпиннелида (хромистый, титанистый, железистый-табл.3.4.2, 3.4.6), три состава плагиноклаза (An 30, An 40 и An 60), составы оливинов, в которых были зафиксированы используемые в расчетах расплавы(282-9 и 66-5, табл.3.4.1) и стехиометрический состав апатита. Итоговый состав плагиноклаза, приведенный в табл. 5.1.2, рассчитывался по результатам моделирования как средневзвешенный по балансу участия отмеченных трех составов.

² Имеется ввиду не источник поступления контаминирующего вещества, а выплавки непосредственно участвующие (без остатка) в формировании арагацких лав.

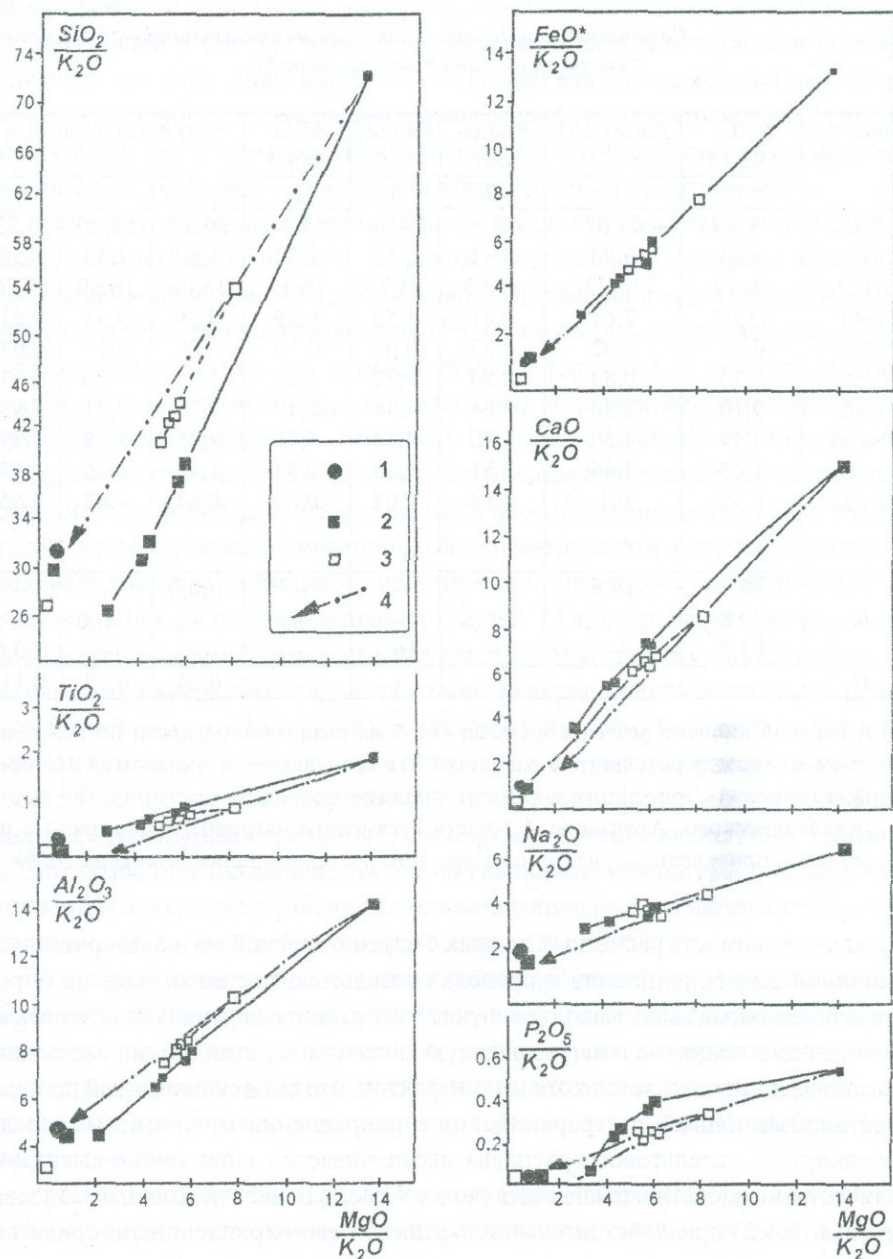


Рис.5.1.11. Составы базальтовых и андезитбазальтовых расплавов и кислых вулканитов региона на диаграммах (Pearce, 1988; Nichols, 1988).

1- наиболее кислый дацит арагацской серии из коллекции автора (обр. 361, табл. 3.2.1); 2,3- средние составы риодацита и риолита в Арагац и смежных областей (в.Артени, кислые проявления в пределах Ахалкалакского и СЗ части Гегамского нагорья), рассчитанные по данным, приведенным в (Попов и др., 1987); 4- тренд "примитивный базальтовый расплав-примитивный андезитбазальтовый расплав" (табл.4.2.2). Остальные условные обозначения см.на рис. 5.1.5. составы даны в молекулярных отношениях.

Таблица 5.1.3

Результаты моделирования смещения базальтового расплава
с кислыми вулканитами региона *)

Окислы	ARG- 595/14	Дацил 361	Риода- цит	Риолит	ARG- 66п/3	Результаты расчета		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,19	69,68	69,60	74,32	53,11	53,27	53,20	53,23
TiO ₂	1,84	0,74	0,31	0,13	1,33	1,62	1,53	1,56
Al ₂ O ₃	16,17	15,73	15,95	13,70	16,53	16,08	16,09	15,76
FeO*	11,07	2,61	2,81	1,50	9,29	9,39	9,38	9,51
MnO	0,07	0,02	0,07	0,07	0,10	0,06	0,07	0,07
MgO	6,30	0,84	0,94	0,37	5,32	5,21	5,20	5,33
CaO	9,10	2,30	2,34	1,34	7,49	7,75	7,71	7,83
Na ₂ O	4,44	4,50	4,20	4,14	4,31	4,45	4,38	4,39
K ₂ O	1,05	3,46	3,61	4,36	1,54	1,53	1,56	1,59
P ₂ O ₅	0,77	0,1	0,18	0,08	0,69	0,64	0,65	0,66
A	80,1	19,9	-	-	-	100,0	-	-
	79,8	-	20,2	-	-	-	100,0	-
	83,7	-	-	16,3	-	-	-	100,0
B	-	-	-	-	-	0,24	0,17	0,11

*) А-весовой процент реагента в смеси; В-сумма квадратов разности по каждому элементу между результатом расчета (6-8) и сравниваемым составом (ARG-66п/3, столбец 5); риодацит и риолит-средние составы по региону (Ю часть Ахалкалакского, Арагацкое, СЗ часть Гегамского нагорий), рассчитанные по данным, приведенным в (Попов и др., 1987). Составы пересчитаны на 100%.

хорошая сходимость расчетных данных с математической моделью кристаллизационной дифференциации в пределах базальтовой ветви отнюдь не опровергает сделанный выше вывод (см. пункт 8 настоящего перечня) о поступлении ксеногенного вещества в магматическую систему и на этой стадии эволюции. Сказанное подтверждается хотя бы тем фактом, что смоделированный процесс кристаллизационной дифференциации в направлении от примитивного до продвинутого базальтового расплава обеспечивается лишь очень высокими количествами расчетного магнетита (более 9 мас.% от веса исходного расплава, см. табл. 5.1.2) при действительной скудности его вкрапленников среди базальтов; очень низкими расчетными содержаниями оливина (немногим более 1 мас.%, см. табл. 5.1.2) при достаточно активном участии этого минерала в образовании базальтов; весьма кислым составом расчетного плагиоклаза, практически выходящего за пределы вариаций химизма этого минерала в основных породах.

Приведенный перечень достаточно убедительно, на наш взгляд, подтверждает высказанную в начале настоящей главы версию о комбинированном, в целом, механизме магматической эволюции при формировании арагацкой

серии. При этом, роль механизма кристаллизационной дифференциации была определяющей и способствовала расширению диапазона вариации соответствующих составов лишь в пределах отдельно взятых, номенклатурно однотипных групп пород и расплавов (базальтов, андезитбазальтов и т.д.). В последовательном же изменении химизма магматической системы от базальтов к дацитам доминирующая роль принадлежала процессу контаминации.

В свете изложенных фактов представляется возможным конкретизировать понятие "контаминация" в приложении к данному конкретному случаю (см. примечание на стр. 70, гл.5). Уровни содержаний и характер ковариации микроэлементов (падение содержаний РЗЭ и некоторых других несовместимых элементов от базальтов к дацитам (см. табл. 3.3.1, рис. 3.3.2), прямолинейность общесериального тренда корреляции валовых содержаний совместимых и несовместимых микроэлементов (см. рис. 5.1.8), близость температур ликвидусной кристаллизации базальтов и андезитбазальтов, практически полное отсутствие ксенолитов (в породах встречаются лишь протолиты-продукты более ранних стадий кристаллизации материнской магматической системы), резкие и, следовательно, скоротечные флуктуации в химическом составе и условиях кристаллизации расплавов (см пункты 1, 2, 5, 7, 13 вышеприведенного перечня), значительные объемы кремнекислых лав, участвующих в сложении вулкана (что является косвенным свидетельством существенных количеств добавленного ксеногенного компонента), а также данные математического моделирования (см. табл. 5.1.3) лучше согласуются с предположением о преимущественно жидком (расплавленном), т. е. энергетически активном состоянии вовлекаемого в процесс магматической дифференциации ксеногенного вещества. Это позволяет остановить выбор на гибридном механизме процесса контаминации (механизме смешения двух самостоятельных магматических систем, в данном случае — базальтовой и кремнекислой).

Аргументированность принятия комбинированной (кристаллизационная дифференциация + смешение) петрогенетической модели для арагацкой серии с нашей точки зрения, вполне очевидна, однако, в рамках корректного подхода, требует рассмотрения и оценки приложимость некоторых других, теоретически возможных, альтернативных вариантов образования арагацких лав. Среди них отметим следующие.

1. Базальты и члены средне-кислого ряда в петрогенетическом аспекте не связаны друг с другом и являются продуктами различных, абсолютно самостоятельных, магматических систем.

Полностью исключить возможность реализации этого варианта нельзя, однако вероятность его весьма мала, ввиду общей схожести геологических, петрографических, минералогических, петрогеохимических и термоварометрических характеристик основных и средне-кислых лав.

2. Базальты и андезитойды-продукты кристаллизационной дифференциации различных, порций изначально единой магматической системы, но эволюционирующих в различных физико-химических условиях.

I вариант: петрохимический сдвиг между базальтами и андезитоидами обусловлен резким количественным изменением соотношения минеральных фаз в удаляемом валовом кристаллическом фракционате.

Оценим приложимость этой схемы, используя диаграммы в молекулярных отношениях Пирса (Pearce, 1988, Nicholls, 1988) (см. рис. 3.2.4), дополненные векторами фракционирования-добавления минеральных фаз.

Анализ распределения составов базальтов и андезибазальтов на этих диаграммах показывает, что эволюция магматической системы по гипотетической андезибазальтовой ветви должна сопровождаться активизацией фракционирования магнетита ($\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{FeO}^*/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$), плагиоклаза ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$) оливина и пироксенов ($\text{MgO}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$), а также апатита ($\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$, $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$) в сравнении с количеством этих фракционируемых фаз в пределах базальтовой ветви. Иными словами, формирование андезибазальтов в этом варианте возможно при существенном увеличении объема валового кристаллического экстаркта. Следовательно, в них должны существенно возрасти и концентрации несовместимых микроэлементов и превысить таковые в базальтах. В действительности же наблюдается обратная картина: по уровням содержания редких элементов (см. табл. 3.3.1) и, в частности легких РЗЭ (см. рис. 3.3.2), андезибазальты уступают или близки базальтам. Уже в силу этого обстоятельства принятие излагаемой схемы не может быть оправданным.

II вариант: петрохимический сдвиг между базальтами и андезитоидами обусловлен качественным изменением кристаллизующейся и фракционирующей минеральной ассоциации.

К примеру, подключение амфибола к кристаллизующейся минеральной ассоциации на стадии формирования андезибазальтовых расплавов способно отчасти объяснить петрогеохимическое отклонение средних пород от эволюционной линии базальтов.

Теоретическая возможность реализации подобной модели маловероятна, с учетом того факта, что в процессе углубленного петрографического и микронзондового изучения кристаллических фаз в базальтах и андезибазальтах (вкрапленников и твердофазовых включений в них, акцессориев, кристаллов узников в магматических включениях) помимо оливина, плагиоклаза, клино- и ортопироксена, хромшпинелида, титаномagnetита и апатита, сколько-нибудь существенных количеств других минеральных видов или их реликтов обнаружено не было.

3. Базальты-кумулятивные образования, сформированные в результате накопления ликвидусных кристаллических фаз андезибазальтов (Гукасян, 1985²).

Реализация этой модели, в числе прочего потребует идентичности расплавов, герметизованных в магматических включениях ликвидусных минералов базальтов и андезибазальтов или, по крайней мере, комплементарности составов

этих расплавов единому эволюционному тренду. Анализ распределения отмеченных составов на вариационных диаграммах (см. рис. 4.1.2, 5.1.5, 5.1.12) не приводит, однако, к такому заключению.

Рассматриваемой модели противоречит, кроме того отклонение большинства базальтов от балансовой суммы "андезибазальтовый расплав+удаляемая из андезибазальтовой системы кристаллическая ассоциация" при любом "разумном" наборе и соотношении минералов в последней (см. рис. 5.1.5), а также значимые, некомплементарные единому тренду, сдвиги в химизме однотипных минералов базальтов и андезибазальтов (см. пункт 5 приведенного выше перечня).

4. Базальты и андезибазальты (андезиты) – выплавки различных степеней парциального (равновесного) плавления одного и того же источника.

В этом случае андезитонды должны соответствовать выплавкам, образуемым при относительно меньшей степени плавления и, следовательно, характеризоваться существенно более высокими содержаниями несовместимых элементов (Кокс и др., 1982 и др.). Реальные андезибазальты, однако, беднее, либо близки по содержаниям микроэлементов базальтам (см. табл. 3.3.1), что существенно уменьшает приемлемость и этой версии.

5. Андезибазальты (андезиты) – продукты повторного плавления рестита, образованного после отделения выплавки базальтового состава (фракционное плавление).

При этом варианте андезитонды в сравнении с базальтами должны характеризоваться меньшими концентрациями несовместимых микроэлементов и большими или близкими содержаниями-совместимых (Кокс и др., 1982). Первое требование, в целом, выполняется (табл. 3.3.1), однако по уровням содержания Ni, Co, V, Cr и Sc базальты, наоборот, оказываются богаче. Данное наблюдение делает маловероятным реализацию в природе и этой модели.

Проведенный обзор еще раз, но уже с иных позиции подтверждает правомерность выбора комбинированной фракционно-кристаллизационно-гибридной эволюционной модели в качестве наиболее вероятной и непротиворечивой для арагацкой серии (Джервяшян и др., 1991, Джервяшян, 1987).

Графическая версия этой комбинированной модели схематически представлена на рис. 5.1.12.

Тренды петрохимических вариации каждого члена серии, а также базальтовых и андезибазальтовых расплавов направлены по равнодействующей векторов кристаллизационной дифференциации и смешения. При этом, на ранних стадиях эволюции направления влияния обоих механизмов имеют выраженный взаимосекущий характер, однако по мере продвижения системы в сторону кремнекислых составов их воздействие приобретает все большую комплементарность. Этим обстоятельством, можно отчасти объяснить возникновение весьма крупных объемов средне-кислых лав в пределах массива.

Рассмотрим более детально каждый из выявленных механизмов предлагаемой общей комбинированной петрогенетической модели.

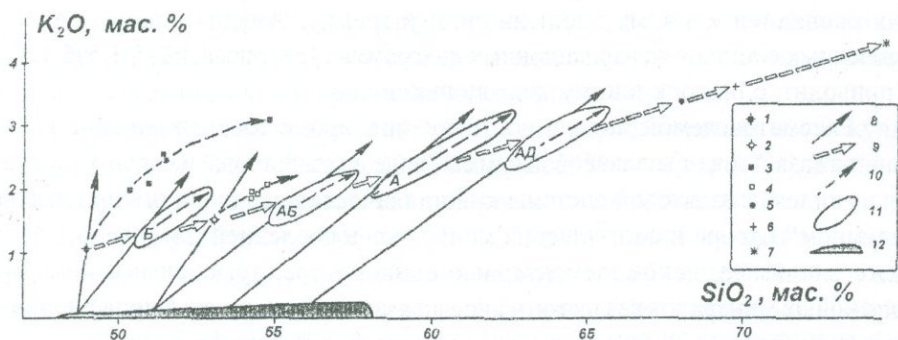


Рис.5.1.12. Схема реализации механизмов кристаллизационной дифференциации и контаминации (смешения) при формировании арагацкой серии.

1,2- наиболее примитивные базальтовые (1) и андезибазальтовые (2) расплавы (табл.4.2.2); 3,4- дифференцированные базальтовые и андезибазальтовые расплавы (табл.4.2.2); 5- состав наиболее кислого дацита (обр. 361, табл.3.2.1); 6,7- средние составы риодацита (6) и риолита (7) Арагацкого нагорья и смежных областей (рассчитаны по данным (Попов и др., 1987); 8- тренды кристаллизационной дифференциации; 9- тренд смешения "примитивный базальтовый расплав + кислый дацит (риодацит, риолит)"; 10- результирующие тренды магматической системы в процессе эволюции расплавов и формирования пород; 11- поля составов арагацских лав (табл.3); 12- примерная область валовых минеральных экстрактов (по результатам петрографических и минералогических исследований).

Б, АБ, А, АД- соответственно базальты, андезибазальты, андезиты и андезидациты.

Кристаллизационная дифференциация.

Сравнительный анализ трендов расплавов, соответствующих им пород, а также векторов фракционирования породообразующих и акцессорных минералов на диаграмме Пирса (рис. 5.1.13) позволяет отметить следующие особенности этого процесса.

1. Тренды расплавов на всех представленных графиках, за исключением графика P_2O_5/K_2O - Mg/K_2O , имеют выраженный прямолинейный характер и направлены по некоторой воображаемой равнодействующей относительно векторов фракционирования-добавления кристаллизующихся минералов. Поэтому, с учетом результатов петрографического изучения арагацких лав (гл. 3), можно заключить, что ликвидусная минеральная ассоциация в пределах изученного отрезка эволюции в самом начале была представлена набором: $Pl+CPx+Ol+Mt+Sp+Ap$ в базальтах и $Pl+CPx+OPx+Ol+Mt+Sp+Ap$ в андезибазальтах*. Искривление трендов расплавов на диаграмме P_2O_5/K_2O - MgO/K_2O , по-видимому, обусловлено вариациями количеств апатита в валовом кристаллическом фракционате.

2. Субпараллельность трендов базальтовых и андезибазальтовых распла-

* Подтверждение участия шпинелида в ликвидусной ассоциации анализом приведенных диаграмм затруднительно. Ранний выход на ликвидус базальтов и андезибазальтов этого минерала обнаруживается по результатам петрографических наблюдений: микровключения шпинелида присутствуют в центральных зонах магнезиальных оливинов.

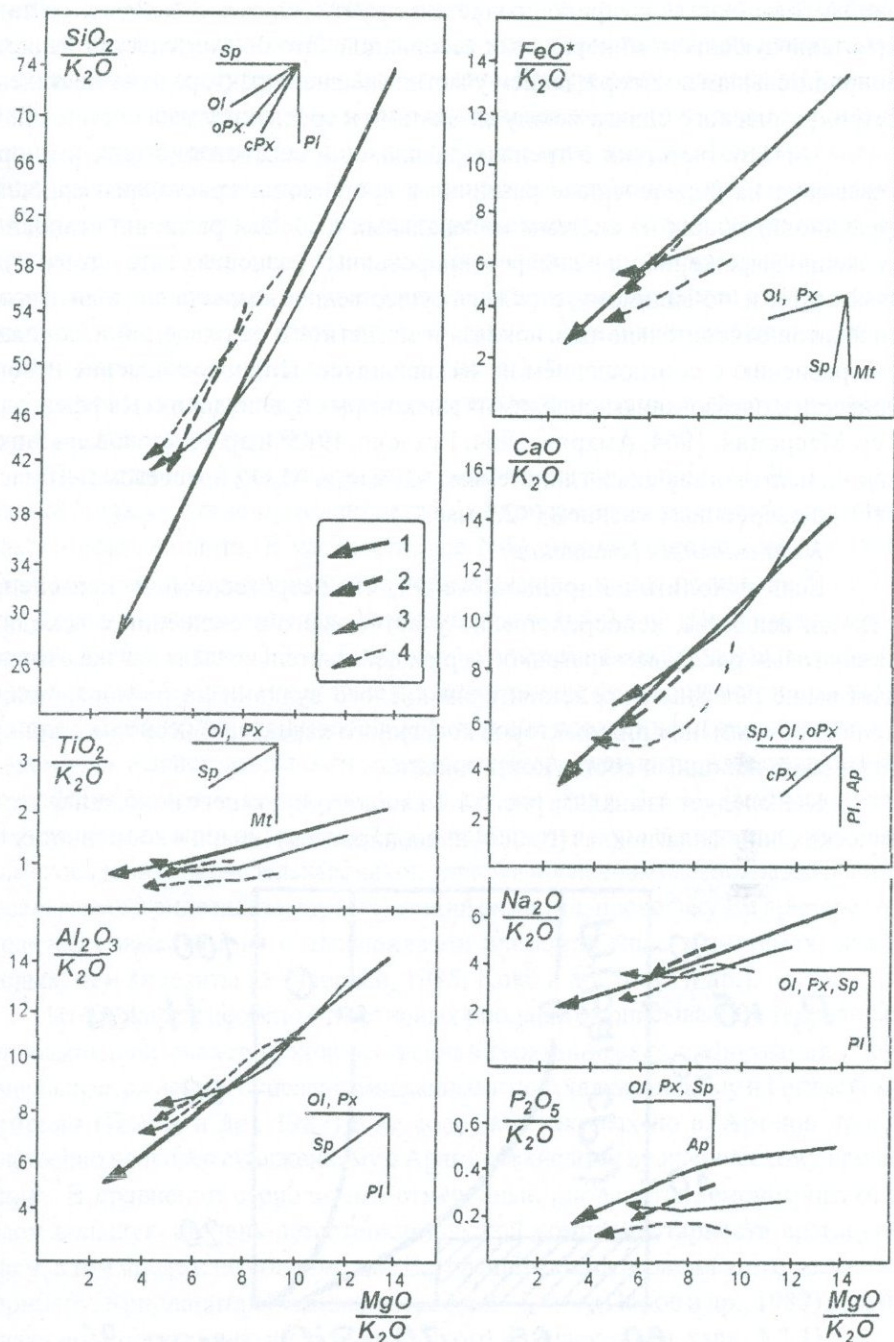


Рис.5.1.13. Тренды расплавов на диаграммах (Pearce, 1988; Niccols, 1988).

1,2- тренды базальтовых и андезитбазальтовых расплавов (табл.4.2.2); 3,4- тренды базальтов и андезитбазальтов (табл.3.2.1).

Пучками лучей показаны направления изменения состава системы при фракционировании из нее плагиоклаза (Pl), клино- и ортопироксенов (Cpx, Opx), оливина (Ol), хромшпинелида (Sp), магнетита (Mt) и апатита (Ap).

вов на большинстве графиков свидетельствует о близости валовых составов кристаллизующихся минеральных ассоциаций. Это обстоятельство является дополнительным подтверждением участия внешнего фактора в осуществлении петрохимического сдвига между базальтами и среднекислыми составами.

3. Несоответствия в трендах расплавов и соответствующих им пород указывают на определенные различия в пропорциях кристаллизующихся и фракционирующих из системы минеральных фаз. Эти различия становятся особенно выраженными в дифференцированных разностях базальтов и андезибазальтов и, по-видимому, отражают существенное возрастание доли цветных силикатов относительно плагиоклаза и магнетита в осаждаемой ассоциации по сравнению с соотношением их на ликвидусе. Подобное явление и могло привести к образованию приводимых в некоторых публикациях (Паффенгольд, Тер-Месропян, 1964, Амарян, 1964; Гукасян, 1985² и др.) составов арагацких лав, сильно обогащенных глиноземом ($>20 \text{ мас. \% Al}_2\text{O}_3$) и железом ($>10 \text{ мас. \% FeO}^*$) и обедненных магнием ($<2,5 \text{ мас. \%}$).

Контаминация (смешение)

Если исходить из предположения, что петрогеохимическая специализация вещества, непосредственно участвующего в смешении с исходным базальтовым расплавом арагацкой серии, действительно была близка отмеченным выше реальным представителям кислого вулканизма региона, можно, приняв во внимание ряд факторов косвенного характера, несколько конкретизировать исходный состав контаминанта.

Как следует из анализа рис. 5.1.14, иллюстрирующего положение котектических линий плагиоклаз (гранат, клинопироксен)- кварц в координатах $P_{\text{общ}}$

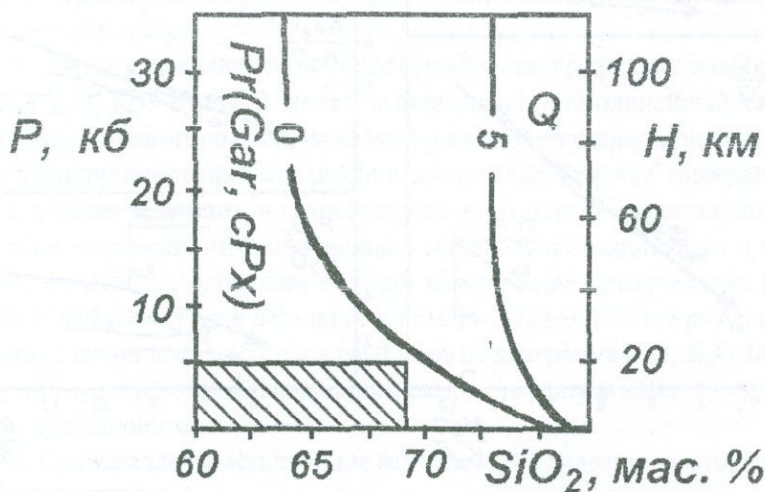


Рис.5.1.14. Положение арагацских дацитондов по отношению к котектике Pl (Gar, Cpx)-Q в координатах $P_{\text{общ}} - \text{SiO}_2$. Заштрихованное поле - область существования арагацких андезитодацитов и дацитов; числа на кривых - содержание воды в расплаве. Давление в 4-5 кбар, зафиксированное по флюидным включениям в базальтах и андезитобазальтах, принято в качестве верхнего предела давления в очаге на этапе формирования среднекислых расплавов.

(квар)- SiO_2 (мас. %)(заимствовано из работы Попов и др., 1987), область существования арагацких дацитондов не заходит в поле кристаллизации кварца даже в случае полного отсутствия воды в системе. Вместе с тем, согласно (Гукасян, 1985²) и по нашим данным во всем ряду арагацких лав от андезитодацита до дацита спорадически фиксируются мелкие зерна кварца. Наличие кварца свидетельствует о потенциальных возможностях контаминирующего источника генерировать расплавы, обогащенные кремнеземом, и, во всяком случае более кислые, чем арагацкие дациты. Дополнительным свидетельством гибридного происхождения дацитов могут служить многочисленные факты обнаружения в них плагиоклазов с обратной зональностью (гл. 3), а также замещения ромбического пироксена моноклинным (см. рис. 5.1.4).

Эти обстоятельства позволяют исключить арагацкие дациты из числа потенциальных контаминантов.

Вещественный состав среднего риолита региона (табл. 37-40, Попов и др., 1987) также отклоняется по некоторым параметрам от состава гипотетического контаминанта. В частности, все N-Q риолиты Арагацкого и сопредельных нагорий характеризуются весьма низкими концентрациями Eu, в 2-3 раза уступая в этом отношении арагацким лавам -0,4-0,8 г/т (Попов и др., 1987) против 1,5 г/т, (см. табл. 3.3.1). Поэтому, в случае смешения подобных составов с базальтами в. Арагац, гибридные промежуточные лавы демонстрировали бы по мере своего подкисления последовательное обеднение этим элементом, в то время как в действительности содержание Eu во всем интервале от базальтов до дацитов остается постоянным (1,5 г/т, см. табл. 3.3.1). В этом случае отсутствие снижения содержаний Eu, в частности в породах среднего состава, нельзя объяснить параллельным накоплением в последних плагиоклазов ранних (базальтовых и андезибазальтовых) стадий развития, поскольку Eu приобретает характер совместимого с плагиоклазом элемента лишь в системах, более кислых, чем андезиты (Хендерсон, 1985; Кокс и др., 1982 и др.).

Что касается неоген-четвертичных риодацитов описываемой территории и прилегающих областей, количественная геохимическая информация о них исчерпывается немногочисленными данными по Ахалкалакскому и Гегамскому нагорьям (Попов и др., 1987) и не содержит таковых по в. Артени, пространственно наиболее связанному с Арагацом кислому вулканическому проявлению. В сравнении с риолитами отмеченные риодациты демонстрируют в целом большую степень петрогеохимической комплементарности арагацким лавам, в том числе и по содержанию Eu: средняя концентрация этого элемента, к примеру, в риодацитах Гегамского нагорья -1,4г/т, (Попов и др., 1987) весьма близка его содержанию в лавах арагацкого комплекса (см. табл. 3.3.1).

Вместе с тем необходимо заметить, что возможности проведения корректных сопоставлений арагацких лав с кислыми выплавками корового происхождения, каковыми являются риолиты и риодациты (Попов и др., 1987; Меликсетян, Карапетян, 1981 и др.), на предмет выявления среди последних наиболее вероятных аналогов контаминанта весьма ограничены. Это объяс-

няется относительной пространственной удаленностью кислых вулканических проявлений от полигенного вулкана Арагац и, следовательно, неопределенностью в выяснении возможностей подлавого субстрата вулканического массива генерировать кислые выплавки близкого состава и неопределенностью в оценке достоверности используемого аналитического материала. Последнее косвенно можно проиллюстрировать сравнением наших и приводимых в работе (Попов и др., 1987) петрогеохимических характеристик одних и тех же арагацких вулканитов (сравн. табл. 3 и 4 настоящей работы с табл. 37-40, Попов и др., 1987). При неплохой сопоставимости по петрогенным окислам отмечаются весьма существенные различия (особенно в дацитах) в содержаниях некоторых элементов-примесей (Rb, La, Ce, Yb, Zr и т. д.).

Руководствуясь этими соображениями, по-видимому, следует ограничиться данной выше интерпретацией, отметив, что из всех фиксируемых на дневной поверхности региона образований корового происхождения требуемому составу вещества, непосредственно контаминирующего арагацкие расплавы, более всего соответствуют вулканиты риодацитового состава. Показательно, что артезийские и цахкуняцкие кислые лавы характеризуются "мантийными" значениями параметра $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (неопубликованные данные Гукасяна Р. Х. и Карапетяна С. Г.)^{х)}, тем самым удовлетворяя и требованию неседиментационного происхождения соответствующего плавящегося источника (гл. 3).

Строгая оценка состава источника кислого вещества, контаминирующего арагацкие расплавы, представляется еще более затруднительной. Это объясняется, с одной стороны, неопределенностями в реконструкциях подлавого субстрата вулкана, а с другой – недостаточной охарактеризованностью, прежде всего по микроэлементному составу образований, потенциально участвующих в сложении этого субстрата и выходящих на поверхность к СВ от вулкана в пределах Цахкуняцкого хребта.

В самом общем плане строение коры в пределах изучаемого региона можно представить в виде трех чередующихся разновременных комплексов (Магмат. и метам. фор., 1981). Кристаллический фундамент докембрийского комплекса сложен пара- (сланцы, гнейсы и т. д.) и орто- (мафит-ультрамафиты, амфиболиты, гранитоиды и т. д.) метаморфитами; палеозойский комплекс представлен терригенно-карбонатными, и наконец, мезо-кайнозойский комплекс сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Относительно низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ всех изучаемых вулканитов (см. табл. 3.3.2) указывают, как уже отмечалось выше, на связь поступающего кислого вещества с плавлением источника, не испытывавшего в

х) Эти данные были позднее опубликованы в статье Б. М. Меликсетян, С. Г. Карапетян, Р. Х. Гукасян, А. Х. Мнацаканян. Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N1-2, с. 40-59 (ред.)

процессе своего существования значительного участия пород осадочного происхождения. Это позволяет исключить из рассмотрения осадочные и вулканогенно-осадочные образования субстрата, а также параметаморфиты фундамента.

С другой стороны, новейшие кислые лавы дацит-риолитового состава описываемой и сопредельных территорий, которые интерпретируются как коровые образования (Попов и др., 1987; Ширинян, 1970; Меликсетян, Карапетян, 1981 и др.), в петрохимическом отношении отклоняются и от парциальных выплавов амфиболита, фиксируемого в выходах фундамента (рис. 5.1.15). Подчеркнем также, что характерной особенностью цахкуняцких ортоамфиболитов является значительный дефицит европия, как абсолютный (0,3 г/т), так и относительный ($Eu/Eu^*=0.45$ данные Меликсетяна Б. М. по результатам нейтронно-активационного анализа, 1988г.). Как показывают расчеты, валовый коэффициент распределения европия в амфиболите с учетом абсолютного преобладания амфибола в слагающей его минеральной ассоциации — около 80 мас.% (Магмат. и метам. фор., 1981 и др.) будет близок единице (Хендерсон, 1985; Кокс и др., 1982 и др.). Поскольку во всех моделях плавления, за исключением чисто теоретической Релеевской (Кокс и др., 1982 и др.) (парциальное, нарастающей порцией, релеевское плавление с последующим идеальным перемешиванием отдельных микропорций выплавов, зонная плавка), относительное обогащение выплавов теми или иными микроэле-

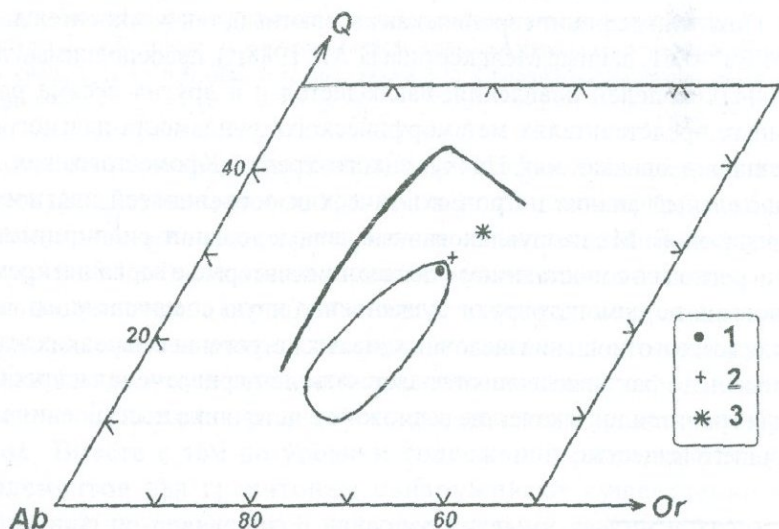


Рис.5.1.15. Кислые вулканиты региона на диаграмме Q-Ab-Or.

Оконтуренная область соответствует арагашким дацитоидам. Ломанной линией показан тренд плавления толеитового амфиболита (Helz, 1976) (большинство амфиболитов видимого разреза Цахкуняцкого хребта представлены толеитовым типом: $FeO^*/MgO > 0$, $1562 SiO_2$, 6,685 (Gill, 1981)).

Условные обозначения см. на рис.5.1.12

ментами C_L/C_0 ограничено величинами $1 \leq C_L/C_0 \leq 1/D$ при $D \leq 1$ и $1 \geq C_L/C_0 \geq 1/D$ при $D \geq 1$ плавление рассматриваемого ортоамфиболита будет сопровождаться лишь невольным изменением содержаний европия в генерируемых расплавах. С учетом этого обстоятельства достижение пятикратного обогащения европием гипотетических выплавов из амфиболита (требуемый уровень концентрации этого элемента в контаминанте должен составлять 1,5 г/т (см. выше) против 0,3 г/т в амфиболите) представляется маловероятным. В случае комбинирования процесса контаминации арагацких расплавов с процессом накопления в последних собственных ранних вкрапленников плагиоклаза, содержание европия в гибридных породах среднего и среднекислого состава также не достигнет требуемого уровня: K_{Pl}^{Eu} в базальтах и андезитах составляет в среднем 0,3 (Хендерсон, 1985; Кокс и др., 1982), следовательно ранние плагиоклазы не могут быть эффективными концентраторами этого элемента (расчетное содержание европия в плагиоклазах базальтов и андезибазальтов составляет 0,5-0,6 г/т).

Одновременно отметим, что сопоставимость D_{Eu} с D_{Sm} и D_{Gd} в амфиболитах (Хендерсон, 1985) отразится в сохранении исходного для этих пород выраженного европиевого минимума и в их выплавках, в то время как наблюдаемая в арагацких вулканитах тенденция уменьшения относительного дефицита европия (Eu/Eu^*) от основных составов к кислым (см. рис. 3.3.2) согласуется с отсутствием по меньшей мере значимого минимума по европию в распределении РЗЭ гипотетического кислого контаминанта.

Похожий дефицит европия, как абсолютный, так и относительный (0,35 г/т, $Eu/Eu^* = 0,61$, данные Меликсетяна Б. М., 1988г.), невосполнимый в рамках различных моделей плавления, наблюдается и в других весьма распространенных представителях метаморфического фундамента-плагиогранитах¹, изученных в обнажениях Цахкуняцкого хребта. Кроме того, как показал сравнительный анализ петрогеохимических особенностей плагиогранитов (Меликсетян Б. М., неопубликованные данные) с лацит-риолитовыми вулканитами региона в сопоставимом с последними интервале вариаций кремнезема, плагиограниты демонстрируют существенно иную специализацию вещества, прежде всего в отношении щелочных, малых петрогенных и редких элементов. Приведенные факты позволяют воздержаться от привлечения и этих низкокальцевых гранитоидов в качестве возможного источника поступления контаминирующего вещества.

¹ Как показали расчеты, валовый коэффициент распределения европия в плагиограните, вследствие абсолютного преобладания плагиоклаза в его минеральном парагенезисе, варьирует в интервале 1-2, что исключает возможность сильного обогащения его выплавов во всех наиболее реальных вариантах частичного плавления. Возрастание концентрации европия должно наблюдаться лишь при очень высоких степенях ($F > 0,8-0,9$), практически нереализуемого в природе, релеевского варианта плавления.

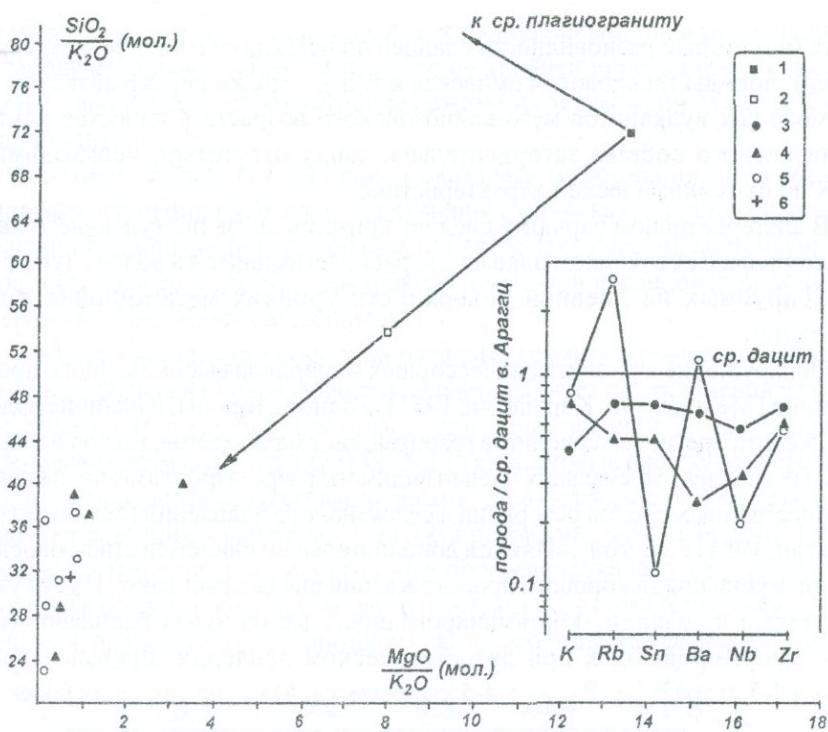


Рис.5.1.16. Сравнительный анализ арагацких расплавов и пород с гранитами Арзаканского кристаллического массива.

1,2- примитивные составы базальтового и андезитобазальтового расплавов; 3- средний базальт в.Арагац; 4,5- тоналиты и гранитогнейсы Апаран-Арзаканского массива (Чибухчян, 1985); 6- кислый дацит в.Арагац (обр.361, табл.3.2.1). Средний плагиогранит рассчитан по (Чибухчян, 1985).

Тоналиты, а также гранитоиды, относительно обогащенные калием (гранитогнейсы, лейкократовые граниты и т. д.) демонстрируют большую комплементарность кислым лавам региона по соотношению петрогенных окислов (рис. 5.1.16). Подовная схоженность валовых составов в случае допущения участия этих образований в петрогенезисе средних и среднекислых членов арагацкой серии в качестве контаминирующего источника потребует допущения высоких степеней их плавления и, следовательно, снижения роли селекции вещества в процессе генерации выплавок. Вместе с тем по уровням содержаний ряда некогерентных микроэлементов эти гранитоиды обнаруживают существенно иную специализацию по сравнению с наиболее кислыми лавами в.Арагац (см. врезку на рис. 5.1.16), что, естественно, будет унаследовано и выплавками высоких степеней плавления. Значимые геохимические несоответствия новейших кислых вулканитов региона с гранитоидами кристаллического фундамента и их расчетными выплавками подчеркивались и ранее (Меликсетян, Карапетян, 1981).

Оценка возможной роли остальных членов кристаллического фун-

дамента (некоторые разновидности сланцев по исходно магматическим образованиям, породы габбрового комплекса и т. д.), а также перекрывающих их более молодых вулканитов мезо-кайнозойского возраста в качестве контаминанта кислого состава затруднительна, ввиду отсутствия необходимых данных по их геохимической характеристике.

В альтернативном варианте следует признать связь поступающего кислого материала с источником плавления, располагающимся в более глубоких, не фиксируемых на дневной поверхности уровнях метаморфического фундамента¹.

Обнаружение в риолитах акцессорных минералов высокобарного происхождения (Меликсетян, Карапетян, 1981), с одной стороны, и наличие в кислых вулканитах региона ксенолитов гранитоидов, амфиболитов, габбро и амфиболитовых сланцев, отвечающих членам видимого разреза фундамента, не несущих существенных следов резорбции и селективного плавления (Меликсетян, Карапетян, 1981) с другой, являются дополнительным свидетельством обоснованности версии нижнекорового происхождения кислых выплавок. На это указывает также и "ранняя" контаминированность базальтовых расплавов (см. выше), сформированных при литостатическом давлении, превышающем значения 4-5 кбар ($P_{\text{лит}} \geq P_{\text{парц. со}_2} = 4-5 \text{ кбар.}$, см. гл. 4) т.е. на глубинах более 15 км.

С точки зрения энергетического обеспечения процесса контаминации последний вариант представляется наиболее предпочтительным. Факторами, провоцирующими плавление значительных масс кислых расплавов, в этом случае могли быть, с одной стороны, высокий геотермический градиент в земной коре региона (Геншафт и др., 1985; Аветисян, 1979; Мириджанян, 1979) и, следовательно, предрасположенность глубинного внутрикорового вещества к селективному плавлению уже в силу своего высокотемпературного состояния, а с другой стороны, тепловое воздействие на отмеченные образования собственно базальтовых расплавов арагацкой серии.

5.2 Особенности происхождения арагацких базальтов и их место среди новейших вулканитов основного состава Малого Кавказа и восточной части Армянского нагорья

Анализ вещественного состава арагацких базальтов, результаты которого приведены в гл.3, не позволил однозначно типизировать эти образования с точки зрения геодинамического режима их формирования, поскольку лавы

¹ По результатам исследования ксенолитов в лавах соседнего с Арагацким массивом Гегамского нагорья (Геншафт и др., 1982; Геншафт и др., 1985; Юханян, 1982) наиболее вероятным веществом нижних горизонтов земной коры в пределах Армянского вулканического нагорья являются породы габбро-амфиболитового состава.

обнаруживали признаки, присущие как островодужным, так и внутриплитовым обстановкам, однако общеизвестно, что по крайней мере, начиная с позднего эоцена, говорить об островодужном режиме на территории Малого Кавказа не приходится.

В этом аспекте весьма ценной оказалась информация, полученная на основании изучения расплавных включений в оливинах, о составе и условиях эволюции жидкой составляющей базальтовой магматической системы на более раннем отрезке ее развития, чем фиксируемый при исследовании дошедших до дневной поверхности вулканитов.

Анализ состава микропорций расплава, герметизированных во включениях уже с большей определенностью свидетельствует об отклонении исходных арагацких магм от типичных островодужных образований. По своим валовым петрохимическим показателям (рис. 5.2.1) базальтовые расплавы, в сравнении с соответствующими базальтовыми лавами, демонстрируют более четко выраженную тенденцию сближения с внутриплитовыми образованиями. Воображаемое исключение выявленного выше прогрессирующего, от ранних стадий эволюции к поздним, участия "коры" из состава исследуемых расплавов, заключающееся, прежде всего, в вычитании некоторого избытка кремнезема, должно,

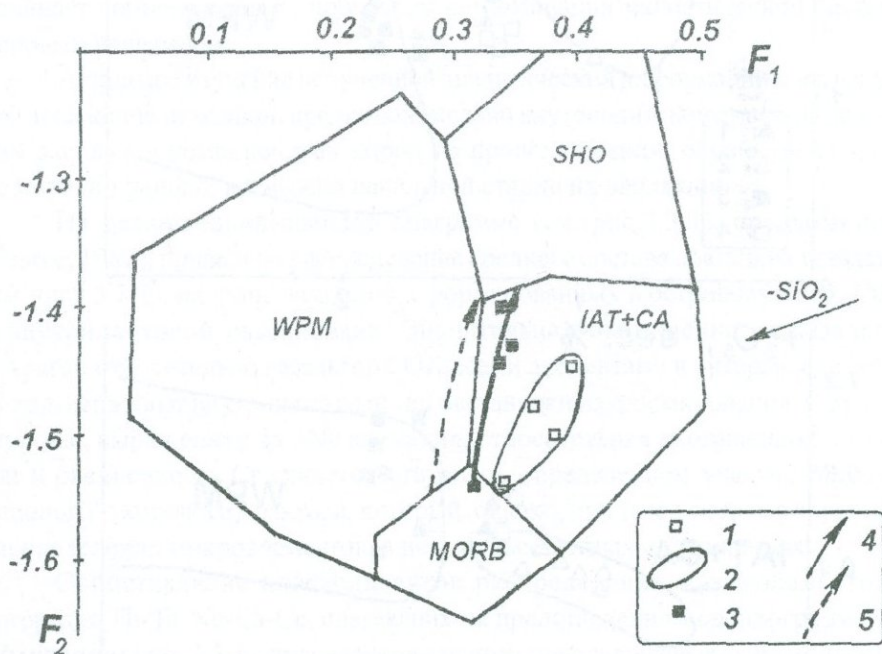


Рис. 5.2.1. Распределение базальтовых составов на диаграмме F_1 - F_2 (Pearce, 1976).

1, 2- базальтовые лавы и поле их составов; 3- базальтовые расплавы; 4- тренд базальтовых расплавов; 5- расчетный тренд базальтовых расплавов при удалении из их составов 5 мас.% SiO_2 ; WPM- поле внутриплитного магматизма; MORB- поле толентов океанических рифтов; IAT+CA- поле островодужного толентового и известково-щелочного магматизма, SHO- поле шошонитов.

по-видимому, еще более сместить их в направлении внутриплитовых магм (схематически показано на рис. 5.2.1).

Весьма показательны в этом отношении дискриминантные диаграммы, построенные в координатах без участия кремнезема, на основе соотношения FeO^*/Mg и P_2O_5 с титаном (рис. 5.2.2). В то время как базальтовые лавы занимают положение промежуточное между составами внутриплитовых и островодужных обстановок, практически все базальтовые расплавы, зафиксированные во включениях соответствуют "внутриплитовым" уровням содержания этих элементов. Существенным аргументом в пользу мантийной природы арагацких базальтовых расплавов является обнаружение в них весьма магнетиальных оливинов ($\text{Fo} > 87$, см. гл. 3), а также отчетливая петрогеохимическая близость изученных основных по составу пород с некоторыми базальтоидами

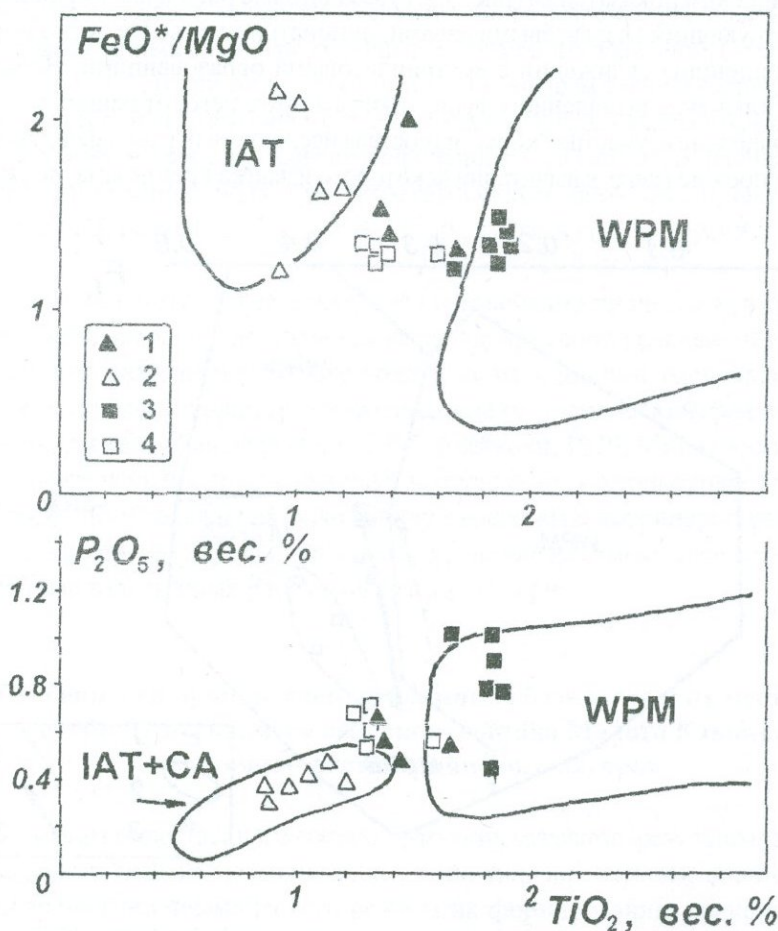


Рис.5.2.2. Составы базальтовых лав и расплавов на дискриминантных типизационных диаграммах (Glossley, 1974).

1,2- составы соответственно базальтов и андезибазальтов. Остальные условные обозначения см. на рис.5.2.1.

Таблица 5.2.1

Составы базальтов в. Арагац и рифтовой структуры Рио-Гранде

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ¹	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Ba	Nb	Zr	Y	La	Ce	Sm	Eu	Yb
Базальт в. Арагац	51,95	1,46	17,40	8,85	0,15	5,72	8,97	4,23	1,66	0,61	28	425	537	13,2	1,38	22	26	64	7	1,5	2,0
Рио- Гранде	52,01	1,55	16,94	8,91	0,15	5,64	7,76	4,08	1,71	0,35	26	599	625	20,3	1,72	24	22,8	50,4	5,29	1,58	2,33

¹ средний состав по данным табл.3.2.1

рифтовых и внутриплитовых обстановок других регионов мира. В таблице 5.2.1 в качестве примера такой сближенности вещественных составов сравниваются средний арагацкий базальт и один из составов базальтовых пород из рифтовой структуры Рио-Гранде.

Как отмечалось выше, одной из причин появления неоднозначной в типе петрогеохимической специфики изученных базальтовых лав является комбинированный характер механизма магматической эволюции: процесс кристаллизационной дифференциации расплавов на некотором промежуточном этапе начинает сопровождаться процессом контаминации магматической системы коровым веществом.

Детальное изучение полученной аналитической информации показывает, что искажение исходной, предположительно внутриплитовой природы арагацких расплавов компонентами корового происхождения, осуществлялось на достаточно ранней, возможно начальной стадии их эволюции.

На расширенной спайдер диаграмме (см. рис.3.3.1), предложенной (Pearce, 1982), приведено распределение среднего состава арагацких базальтов (см. табл.3.3.1), на фоне базальтов, сформированных в островодужной, СОХ и внутриплитовой обстановках. Значительная обогащенность базальтов в.Арагац относительно базальтов СОХ всеми элементами в интервале от Sr до Ti подтверждают внутриплитовый тип обстановки их формирования. С другой стороны, выраженная Ta –Nb аномалия, относительная обогащенность Ce, P, Sm и обедненность Cr свидетельствуют об определенном участии "субдукционного" (корового) фактора, который, однако, проявлен скорее в характере распределения микроэлементов, а не в их абсолютных содержаниях.

Сопоставление коэффициентов распределения микроэлементов в интервале Th-Ta-Nb-La-Ce, слагающих на представленном спайдограмме Ta-Nb минимум (рис.3.3.1), проведенное с учетом минералогических особенностей арагацких базальтов, показывает, что отмеченная аномалия не является "приобретенной", по меньшей мере на выявленном настоящим исследованием отрезке эволюции расплавов. Действительно, поведения Th, Nb (и Ta) в субщелочных базальтовых расплавах схожи с точки зрения их выраженной несовместимости с типоморфными кристаллизующимися фазами (Pearce et al., 1977), в то время как K₂O, La и Ce должны характеризоваться относительно

более высокими значениями. Следовательно, в процессе эволюции (кристаллизационной дифференциации) исходных субщелочных расплавов следует ожидать не возрастания, а, наоборот, сглаживания Nb – Ta аномалии вплоть до достижения магматической системой состава андезитондов (Pearce, 1976).

Минералогическим подтверждением высказанной мысли является незначительное участие магнетита и полное отсутствие амфибола и биотита-минералов, потенциально способных повлиять на относительную концентрацию Nb в расплаве (Pearce, Norry, 1979), среди выявленных вкрапленников и кристаллических микровключений в них арагацких базальтов.

Геохимическим обоснованием подчиненной роли амфибола, наиболее совместимого с Nb минерала (Pearce, 1982) в изучаемых субщелочных расплавах является тенденция возрастания в них концентраций Y (рис. 5.2.3).

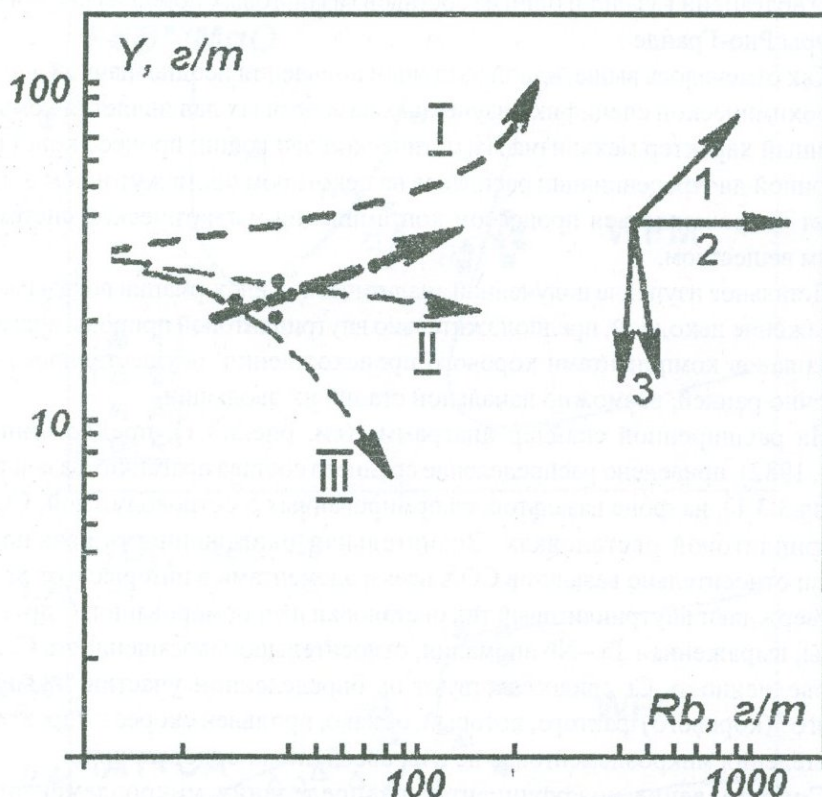


Рис.5.2.3. Корреляция Y-Rb в базальтах в.Арагац. Жирным вектором показан тренд арагацких базальтов (построен по данным шести анализов); штриховые вектора – тренды составов вулканитов I- Немрута, Муша, Тендурека; II, III- высоконтриевой и низконтриевой серий Карс-Аракатской вулканической области соответственно.

Пучками лучей показаны направления изменения составов расплавов, фракционирующих минеральные ассоциации: 1- с подчиненной ролью амфибола, 2- с активным участием амфибола, 3- с преобладанием граната (области 1-3 обобщены по данным, приведенным в(Pearce, 1990)). Направление эволюции арагацких составов согласуется с подчиненной ролью (или полным отсутствием) фракционирования амфибола.

Таким образом, если кристаллизационная дифференциация и была ответственна за возникновение Ta–Nb аномалии, то скорее всего на стадиях, предшествующих кристаллизации расплавов в промежуточных камерах, причем в существенно иных физико-химических условиях и ином наборе кристаллизующейся ассоциации, чем это фиксируется по дошедшим до поверхности вулканитам.

С другой стороны, если возникновение Ta–Nb минимума было спровоцировано процессом ассимиляции коры, то сравнение содержаний Th и La с содержаниями Nb и Ta (см. рис. 3.3.1) показывает, что для этого необходимо как минимум четырехкратное превышение массы ассимилируемого материала над массой исходного расплава, что вряд ли могло быть реализовано в природе.

В свете сказанного следует признать, что некоторое отклонение вещественного состава арагацких базальтоидов в сторону островодужного магматизма, и прежде всего с точки зрения микроэлементного состава, либо с самого начала было проявлено в генерируемых мантийных расплавах, либо было приобретено на весьма ранних, высокобарических стадиях их эволюции, причем в последнем случае необходимо будет предположить активную кристаллизацию невыявленных в базальтах фаз, относительно совместимых с Nb (и Ta) – амфибола, или гипотетического титанита. Роль коровой контаминации в вещественной специализации арагацких базальтов заключалось, по-видимому, лишь в определенном усилении уже существующих в них островодужных характеристик. Имеющаяся в распоряжении автора аналитическая информация не позволяет, к сожалению, провести углубленное обсуждение проблемы магмогенерации с выходом на количественную оценку состава и условий выплавки исходных для вулкана Арагац расплавов, а также состояния источника выплавки.

Ниже делается попытка рассмотрения этих вопросов лишь в самом общем оценочном плане на основе известных из литературы приближенных теоретических моделей мантийной магмогенерации.

На диаграмме $MgO - FeO^*$ (мол. %) (рис. 5.2.4) приведена предполагаемая область существования выплавов, равновесных с перидотитовой мантией (Калик и др., 1990) и составы арагацких расплавов, полученных при исследовании расплавных включений с использованием уравнения (Kilinc et al., 1983), связывающего параметры $f_{O_2} - T - X$.

Поле арагацких расплавов на графике существенно смещено в область, обогащенную железом и обедненную магнием относительно исходных мантийных выплавов. Этот факт наводит на мысль об ответственности за это фракционирование фаз, богатых магнием и, прежде всего, оливина. Обнаружение в арагацких базальтах весьма магнезиальных ($Fo > 87$) протокристов этого минерала, неравновесных с вмещающей породой, подтверждают такую возможность. С другой стороны, процессы контаминации коровым материалом, а также фракционирования плагноклаза будут смещать составы первичных выплавов вдоль области мантийного плавления, не приводя к существенным их откло-

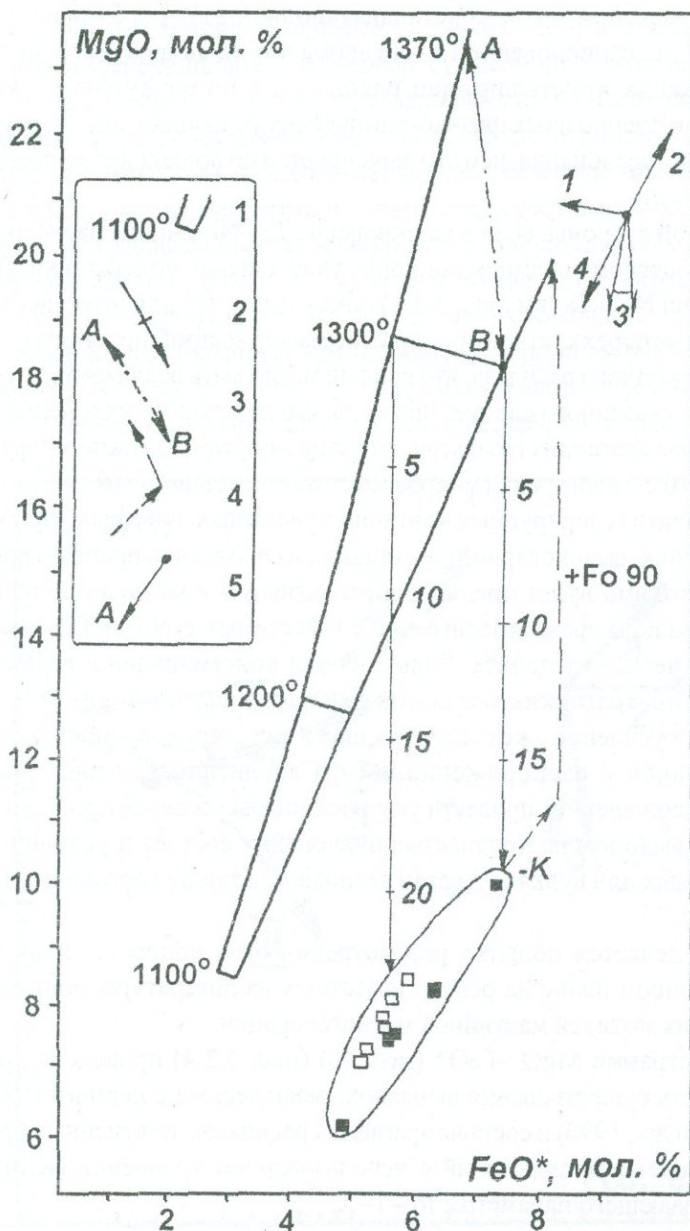


Рис.5.2.4. Составы арагацких расплавов на диаграмме $\text{MgO}-\text{FeO}^*$

1- область первичных расплавов перidotитовой мантии (Кадик и др., 1990); 2- кривые фракционирования Fo90 из мантийных расплавов; числа на кривых – массовая доля удаляемого оливина (Fo90); 3- интервал существования мантийных выплавов, эволюция которых способна привести к формированию наиболее примитивного базальтового расплава арагацкой серии (фактор контаминации не учитывается); 4- схематическая реконструкция системы при учете фактора контаминации; 5- тренды фракционирования магнетита (1), плагиоклаза (2), модальных составов Fe-Mg силикатов (3), а также направление изменения состава магматической системы при контаминировании ее кислым веществом (4). Остальные условные обозначения см. на рис.5.2.2.

нениям в тангенциальном направлении, в то время как удаление Fe-окисных фаз будет способствовать более быстрому падению концентрации железа (показано векторами на рис. 5.2.4). Расчеты показывают, что наблюдаемая дифференцированность наиболее примитивных из зафиксированных арагацких расплавов могла быть достигнута отсадкой около 20 % оливина состава Fo 90, при этом содержание MgO и магнезиальность Mg/Mg+Fe в исходной выплавке должны были составить 14,89 и 0,761 соответственно.

Участие в удаляемой минеральной ассоциации наряду с оливином пироксенов, не приводя к существенным изменениям направления смещения состава жидкой составляющей, скажется в основном лишь на увеличении общей массы кристаллического фракционата.

Если исходить из закономерностей плавления примитивного мантийного лерцолита (Магм. горн. пор., 1988), то при отмеченных особенностях состава расчетной выплавки (MgO= 14,89, Mg/Mg+Fe= 0,761) процесс магмогенерации должен был происходить при давлении ~ 14 квар., 20%-ой степени плавления и шпинель-лерцолитовом составе рестита (рис. 5.2.5).

Установленные параметры плавления можно принять к сведению лишь в предварительном порядке ввиду зависимости их от ряда факторов, надежная оценка которых в рамках настоящей работы не представляется возможной (тип источника плавления, флюидный режим в зонах магмогенерации и т.д.). Так, присутствие в области плавления флюидов фтора, воды, в определенной степени и CO₂, в числе прочего, косвенным образом скажется, как следствие, в уменьшении температуры плавления оливинового фракционата. Как видно из диаграммы "степень плавления – давление (квар)" (см. рис. 5.2.5), корректировка состава выплавки за счет варьирования количества суммируемого оливинового компонента скажется в существенных изменениях в параметрах плавления и, прежде всего, степени плавления. Эта же диаграмма иллюстрирует сильную зависимость положения фигуративной точки искомой выплавки от массы вошедшего в систему кислого контаминанта (на последующей после акта плавления стадии развития, вплоть до возникновения наиболее примитивного из зафиксированных по включениям базальтового расплава). Возрастание (падение) величины фугитивности кислорода также способно привести к большим искажениям истинного положения точки первичного расплава (рис. 5.2.5). Последнее, в экстраполируемом интервале эволюции ("изученный по включениям примитивный базальтовый расплав – расчетная первичная мантийная выплавка") может быть спровоцировано процессами кристаллизационной дифференциации, контаминации, высокотемпературного разложения воды с последующей диссипацией водорода и т.д.

Эти обстоятельства свидетельствуют о достаточной произвольности приведенных выше величин параметров плавления мантии и обосновывают необходимость существенного расширения оценочных интервалов их возможных значений. Так, расчетное исключение из состава выплавки (L_B+15–20% Fo₉₀, см. рис. 5.2.5) даже небольшого количества контаминанта (ок. 5 мас. %) при

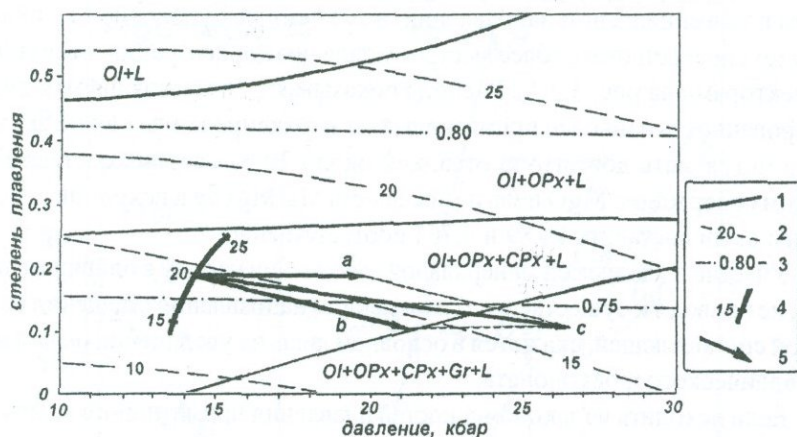


Рис.5.2.5. Параметры формирования исходных мантийных выплавов Арагацкой серии. 1- границы полей устойчивости различных фазовых ассоциаций в процессе плавления примитивного мантийного лерцолита; 2- изоплеты содержания MgO в генерируемых расплавах; 3- линии равных значений магнезиальности ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) выплавов; 4- кривая состояния смещ. "примитивный базальтовый расплав арагацкой серии (ARG 595/14)+ Fo90", числа на кривой –доля добавленного оливина в мас.% от смеси.; 5- векторы, иллюстрирующие амплитуду и направление изменения параметров состояния исходной магматической системы при учете фактора контаминации (вектор а, соответствующий исключению из состава системы 10 мас.% кислого контаминанта) и окислительного потенциала среды (вектор б, отвечающий снижению потенциала кислорода на одну логрифмическую единицу); вектор с построен, как равнодействующий векторов а и б.

попутном снижении фугитивности кислорода на половину логарифмической единицы способно сместить ее фигуративную точку в поле равновесия с реститом состава гранатового лерцолита.

В свете изложенного реальными представляются следующие интервалы параметров мантийного плавления: температура –1250-1400°C, давление –15-25кбар, степень плавления –10-20%. Естественно, однако, что окончательная оценка условий образования исходных расплавов потребует проведения дополнительных исследований.

Дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов в базальтах, при низких абсолютных и относительных количествах элементов группы Y указывает, кроме того, на вероятное присутствие остаточного граната в фазовом составе рестита, равновесного с выплавкой.

Естественно, однако, что конкретизация типа и условий плавления мантийного источника требует проведения дополнительных исследований, в частности, специального изучения мантийных нодулей в арагацких базальтах.

Сопоставление химизма новейших вулканитов различных частей Армянского нагорья позволяет прийти к следующим основным выводам:

1. Все базальты Армянского нагорья относятся к сульфидным (Муш, Немрут, Тендурек, отчасти Варденис и Сюник) разновидностям, причем

базальты Малого Кавказа по сравнению с Восточноанатолийскими, в целом, смещены в области, обогащенные щелочами и кремнеземом (рис.5.2.6).

2. По соотношению $P_2O_5 - TiO_2$ (Glossley, 1974) все вулканы Малого Кавказа, за исключением в.Арагац, типизируются как "островодужно-окраин-

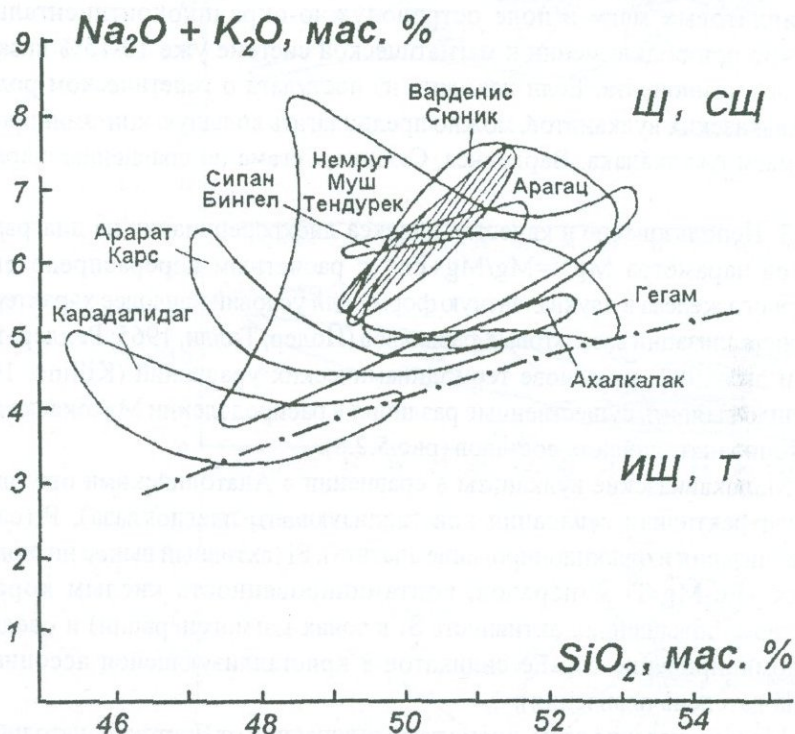


Рис.5.2.6. Распределение составов базальтов некоторых вулканических областей Малого Кавказа и Восточной Анатолии на диаграмме $Na_2O+K_2O - SiO_2$. Заштрихованная область поля в.Арагац соответствует составам, определенным экспериментально по расплавленным включениям.

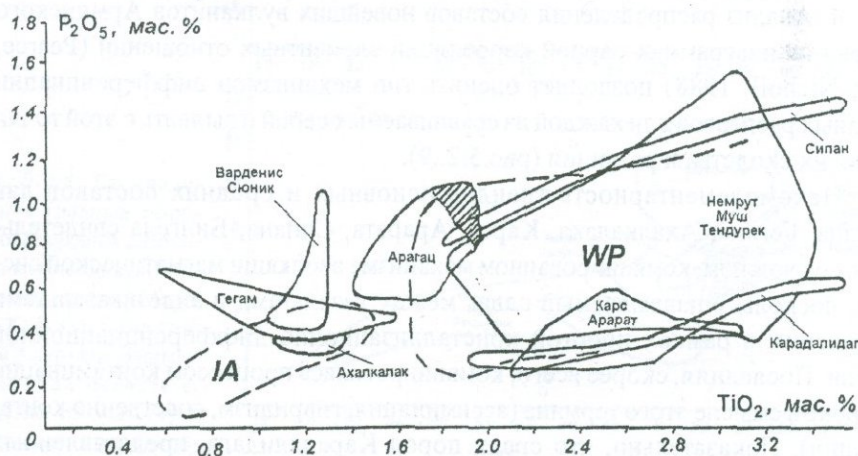


Рис.5.2.7. Распределение составов вулканических областей Малого Кавказа и Восточной Анатолии на диаграмме $P_2O_5 - TiO_2$.

ноконтинентальные", а Восточноанатолийские как внутриплитовые (рис.5.2.7). Арагацкие лавы занимают промежуточную позицию, демонстрируя по одним параметрам сходство с внутриплитовыми образованиями, а по другим – с островодужными (Джержашян и др., 1991). Нетрудно заметить, что переход из поля внутриплитовых магм в поле островодужно-окраинноконтинентальных возможно при подключении к магматической системе уже 10-15% низкотитанистого компонента. Если исходить из постулата о генетическом родстве Малокавказских вулканитов, можно предполагать большую контаминированность магм Ахалкалака, Вардениса, Сюника, Гегамы по сравнению с арагацкими.

3. Использование в качестве индекса дифференциации на диаграммах Харкера параметра $MgN = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ с расчетным перераспределением суммарного железа в двухвалентную форму для условий наиболее характерных для кристаллизации базальтовых расплавов (Йодер, Тилли, 1965; Реддер, 1987; Кокс и др., 1982) на основе термодинамических уравнений (Killinc, 1983), позволило выявить существенные различия в распределении Малокавказских и Восточноанатолийских составов (рис.5.2.8).

Малокавказские вулканиты в сравнении с Анатолийскими обогащены Al (неэффективная сепарация кристаллизующего плагиоклаза), P (слабая кристаллизация и фракционирование апатита), Si (активный вынос низкокремнистых –Fe-Mg-Ti минералов, контаминированность кислым коровым веществом, повышенная активность Si в зонах магмогенерации) и обеднены Mg (доминирование Mg-Fe силикатов в кристаллизующейся ассоциации, меньшая степень плавления).

Малокавказские лавы, кроме того, отличаются от Восточноанатолийских пониженными содержаниями Fe и Ti и повышенными-щелочей, что, возможно, указывает на ранний выход на ликвидус магнетита в Малокавказских вулканитах и активную роль амфибола в Восточноанатолийских.

4. Анализ распределения составов новейших вулканитов Армянского нагорья на диаграммах парной корреляции элементных отношений (Pearce, 1988; Nicholl, 1988) позволяет оценить тип механизмов дифференциации исходных расплавов для каждой из сравниваемых серий и выявить с этой точки зрения их сходства и различия (рис.5.2.9).

Некомплементарность трендов основных и средних составов лав Арагаца, Гегамы, Ахалкалака, Карса, Арарата, Сипана, Бингела свидетельствуют о сложном, комбинированном механизме эволюции магматической системы, поскольку наблюдаемый сдвиг между базальтами и андезитобазальтами необъясним в рамках простой кристаллизационно-дифференциационной модели. Последняя, скорее всего, комбинировалась процессом контаминации в широком смысле этого термина (ассимиляция, гибридизм, собственно контаминация). Показательно, что среди пород Карадалидага, представленных исключительно базальтами, также отмечается значимая некомплементарность в распределении составов, что также указывает на привнос инородного

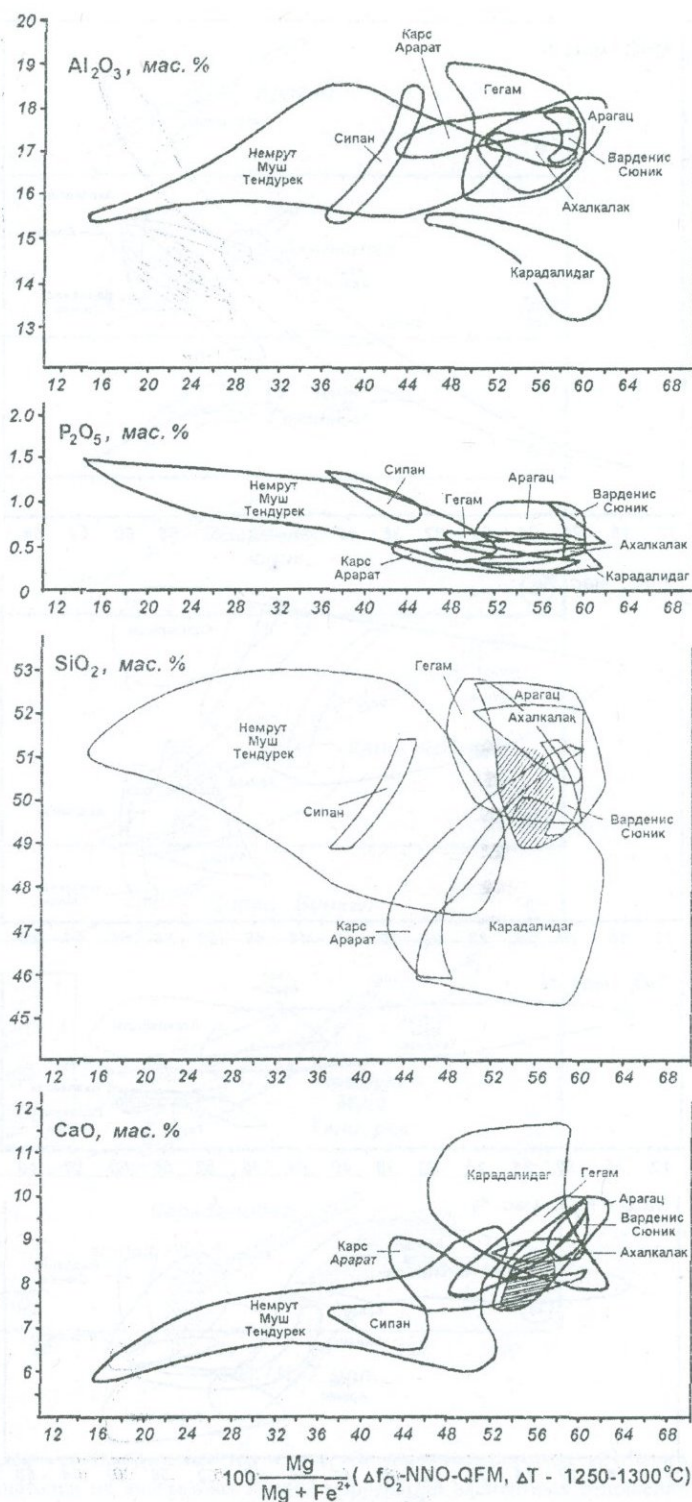
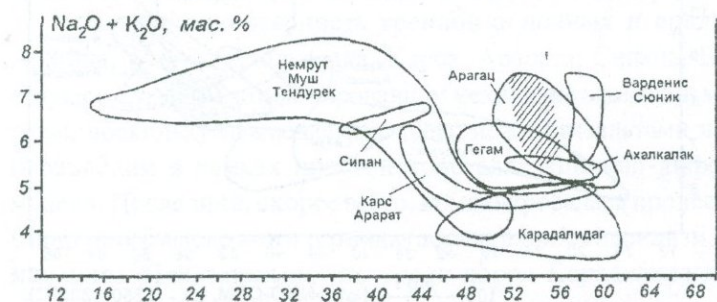
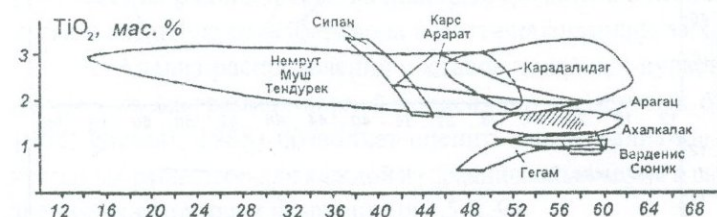
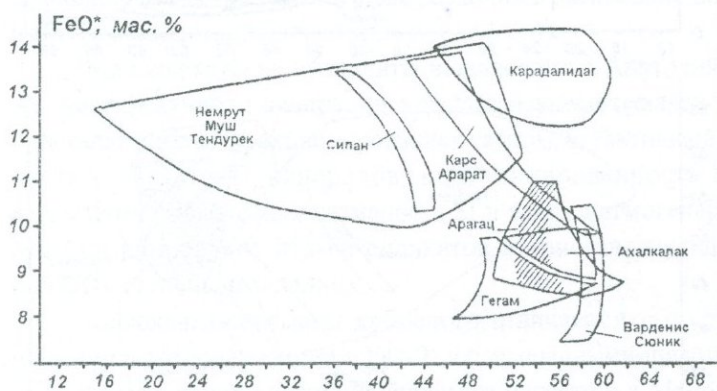
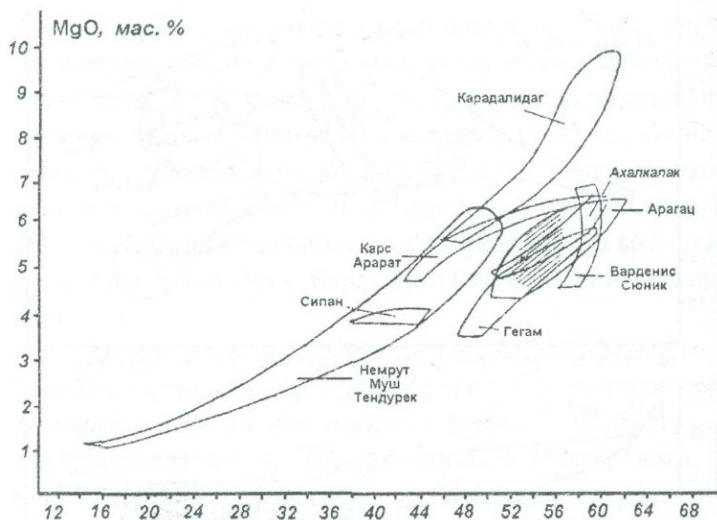


Рис.5.2.8. Распределение главных породообразующих элементов базальтов вулканических областей Малого Кавказа и Восточной Анатолии. Заштрихованная область в Арагац соответствует составам, определенным экспериментально по расплавленным включениям.



$$100 \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}} (\Delta f_{\text{O}_2} - \text{NNO-QFM}, \Delta T - 1250-1300^\circ \text{C})$$

Продолжение
рис. 5.2.8

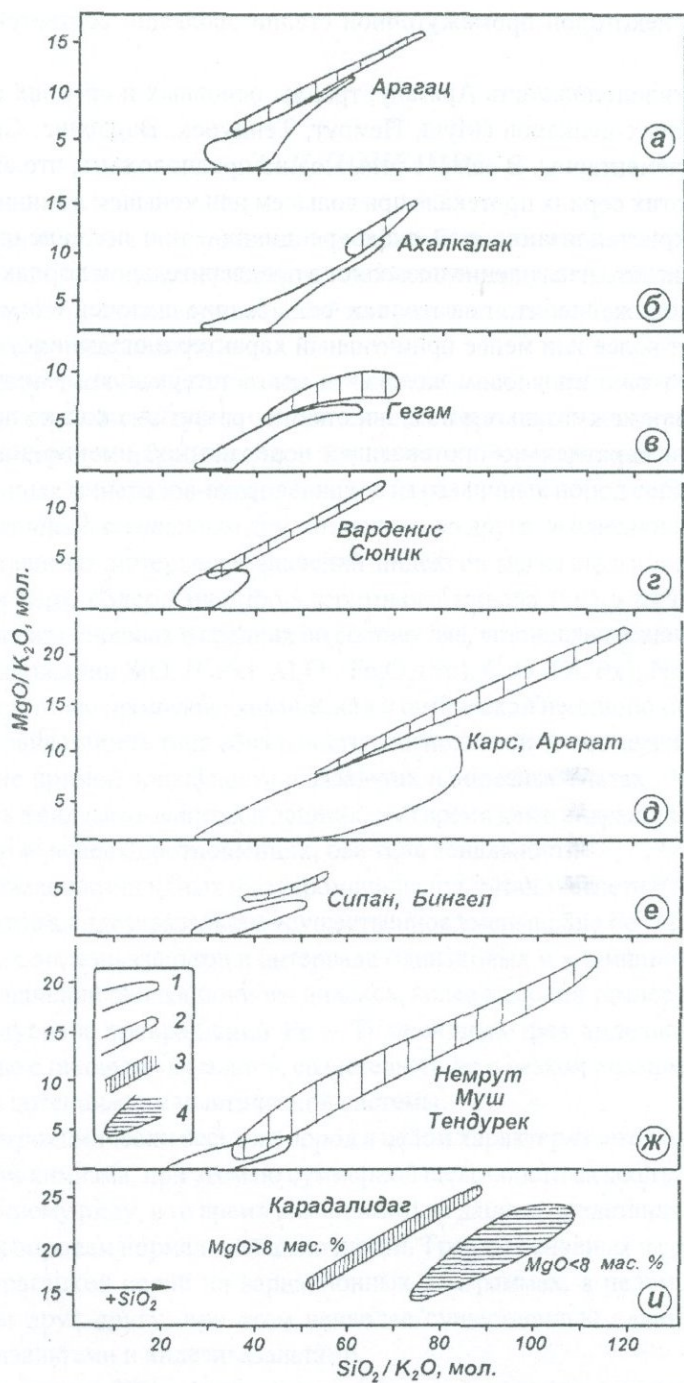


Рис. 5.2.9. Распределение составов вулканитов некоторых вулканических областей Малого Кавказа и Восточной Анатолии на диаграммах парной корреляции элементных отношений (Pearce, 1988; Nicholl, 1988) 1 – базальты; 2 – андезитбазальты-риолиты; 3 – базальты в Карадалидаг с содержанием $MgO > 8\%$ мас. %; 4 – базальты в Карадалидаг с содержанием $MgO < 8\%$ мас. %.

вещества на некоторой промежуточной стадии эволюции соответствующих расплавов.

В противоположность Арагацу, тренды основных и средних составов более щелочных вулканов (Муш, Немрут, Тендурек, Варденис, Сюник), в целом, комплементарны. В связи с этим можно предположить, что эволюция расплавов в этих сериях протекала при большем или меньшем доминировании механизма кристаллизационной дифференциации, при подчиненной роли контаминации. Это наблюдение позволяет в предварительном порядке высказать и предположение, что повышенное содержание щелочей в отмеченных сериях имеет более или менее примитивный характер и объяснимо, следовательно, не столько привнесом щелочей в соответствующую магматическую систему, на промежуточных и поздних стадиях развития, сколько исходным составом или параллельно протекающей переработкой именно зон магмогенерации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты комплексных исследований базальт-андезит-дацитов ассоциации лав вулкана Арагац позволили получить разностороннюю информацию, послужившую основой для разработки новой петрогенетической модели их формирования.

Петрографо-минералогические исследования выявили большое разнообразие структурно-текстурных характеристик пород при максимальном содержании минералов-вкрапленников в андезитах. Вариации химизма составов одноименных минералов-вкрапленников из различных пород серии соответствуют различным, смещенным друг относительно друга, эволюционным трендам. В сопоставимых интервалах значений индексов магнезиальности (Px), хромистости (Sp), содержание форстеритового минерала (Ol) в одних и тех же минералах из основных и средних по составу лав, установлены значимые различия в содержании SiO_2 (Cpx), Al_2O_3 , Fe_2O_3 (Sp), CaO (Ol, Px), NiO (Ol).

Отчетливо проявлена химическая и оптическая неоднородность плагиоклазов и зависимость типа зональности плагиоклазов от состава пород — доминирование прямой зональности в базальтах и андезобазальтах и обратная зональность в андезито-дацитах и дацитах, в то время как в андезитах отмечаются, примерно в равных соотношениях, оба типа зональности.

Поведение оксидных фаз (хромшпинелид, титаномagnetит) при переходе от базальтов к андезобазальтам — существенное уменьшение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в хромшпинелидах андезобазальтов в интервале одинаковых с хромшпинелидами базальтов значений эволюционного индекса, более высокая температура начала субсолидусных превращений Fe — Ti оксидных фаз андезобазальтов по сравнению с таковыми базальтов, свидетельствует о резком повышении окислительного потенциала магматической системы.

Петрохимически весь ряд пород в целом характеризуется высококалийным типом химизма, при этом по суммарной щелочности базальты относятся к субщелочному ряду, в то время как андезиты и дациты представляют тип переходный к породам нормальной щелочности. Тренды основных и среднекислых членов арагацкой серии на вариационных диаграммах, в целом, не комбинентарны друг другу, при этом наиболее существенный сдвиг отмечается между базальтами и андезобазальтами.

Поведение РЗЭ в ряду от базальтов до дацитов, фиксирующее последовательное снижение их концентраций и уменьшение амплитуды европиевого минимума, а также повышение, в том же ряду, концентраций стронция, не укладываются в рамки единого эволюционного тренда, соответствующего мо-

дели кристаллизационной дифференциации.

Важная информация получена при исследовании первичных магматических включений (расплавных, кристаллических, флюидных, комбинированных) во вкрапленниках оливина. Расплавные включения, преобладающие среди всех типов включений, обычно частично раскристаллизованы; среди минералов-узников установлены оливин, клинопироксен, плагиоклаз, апатит, шпинелид, магнетит. Присутствие среди кристаллических включений в оливине клинопироксена, плагиоклаза, апатита и оксидных минералов (шпинелида, а в поздних минералах и магнетита) позволяет констатировать котектическую сокристаллизацию ассоциации $Ol+Pl+CPx+Ap+Sp$ (Mt). Р-Т условия системы на стадии кристаллизации вкрапленников оливина в свете экспериментального изучения магматических включений в них составляют соответственно 1120-1175°C и 4.4 - 4.8 кбар.

Анализ корреляции "температура-состав расплава" свидетельствует о некомплементарности расплавов базальтового и андезибазальтового состава единому эволюционному тренду: в интервалах сопоставимых температур кристаллизации они значительно различаются друг от друга по содержаниям ряда окислов и, прежде всего, кремнезема.

Весь комплекс полученных петрографических, петрохимических, геохимических, минералогических данных свидетельствует о том, что простая модель кристаллизационной дифференциации не в состоянии удовлетворительно объяснить все выявленные особенности арагацких лав.

Наиболее аргументированной и непротиворечивой в настоящее время представляется комбинированная модель их формирования, предполагающая контаминацию исходного мантийного базальтового расплава кремнекислым расплавом, иначе говоря, механизм смешения двух самостоятельных магматических систем — базальтовой и кремнекислой.

На основе известных приближенных теоретических моделей мантийной магомгенерации, с учетом составов арагацких расплавов, полученных при исследовании расплавных включений, Р-Т условия образования исходных мантийных расплавов составляют соответственно 1250-1400°C, давление 15-25 кбар, степень плавления 10-20%. Конкретизация типа и условий плавления мантийного источника, разумеется, требует проведения специальных дополнительных исследований.

Роль механизма кристаллизационной дифференциации была определяющей и способствовала расширению диапазона вариации соответствующих составов лишь в пределах отдельно взятых, номенклатурно однотипных групп пород и расплавов (базальтов, андезибазальтов и т.д.).

Предварительный сравнительный анализ химизма новейших вулканитов различных частей Армянского нагорья свидетельствует об их субщелочном характере (Муш, Немрут, Тендурек, отчасти Варденис и Сюник), при этом базальты Малого Кавказа по сравнению с Восточноанатолийскими, в целом, смещены в области обогащенные щелочами и кремнеземом.

Некомплементарность трендов основных и средних составов лав Арагаца, Гегамы, Ахалкалака, Карса, Арарата, Сипана, Бингела свидетельствует о комбинированном механизме эволюции магматической системы (кристаллизационная дифференциация + контаминация в широком понимании).

В противоположность Арагацу эволюция расплавов основных и средних составов более щелочных вулканов (Муш, Немрут, Тендурек, Варденис, Сюник) протекала при большем или меньшем доминировании механизма кристаллизационной дифференциации при подчиненной роли контаминации.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Н.И., Клушин Н.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987, 247с.
- Аветисян А.А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979, 87с.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Твалчредидзе Г.А. Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника восточного Средиземноморья. Вулканология и сейсмология, 1981, №6, с.19-29.
- Адамян А.А. Базальтовые лавы Лорийского плато. В кн.: Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1973, с. 63-163.
- Амарян В.М. Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореферат канд. дисс., Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1964, 24 с.
- Амарян В.М. О генезисе туфов и "туфолов" Армении. В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 134-139.
- Аслабян А.Т. О происхождении массива г. Арагац. Докл. АН Арм. ССР, 1950, т. XXII, №4, с.119-123.
- Аслабян А. Т. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. Сборник научных трудов Ер. ПИ, 1956, №13, с. 3-10.
- Ачикгезян С.О. О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кавказа в мезокайнозойе. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, №5, с. 71-80.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Термометрия равновесий плагиоклазов с расплавами. Геохимия, 1990, №3, с. 441-447.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я. ЭВМ-моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода. Геохимия, 1986, №11, с. 1614-1627.
- Бадалян М.С. Особенности новейшего вулканизма Армении. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1986, 108 с.
- Бакуменко И.Т., Чепуров А.И., Чупин В.П. Диагностика и особенности исследования расплавных включений. В кн.: Генетическая минералогия по включениям в минералах. Новосибирск, 1978, с. 28-53.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М. Наука, 1976, 266с.
- Бальян С.П. О происхождении массива г. Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., 1949, №1, с.61-69.
- Бальян С.П. Массив Арагац. В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1962, с. 179-187.
- Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981, 195с.
- Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Определение температуры кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород. В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с.142-156.
- Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. Океанология, 1979, вып.6, с.1066-1074.
- Волохов И.М. К оценке точности термоварогеохимических реконструкций условий образования магм и магматических минералов. Геол. и геоф., 1975, №1, с. 12-19.
- Вукалович М.П., Алтунин В.В. Теплофизические свойства двуокиси углерода. М., Атомиздат, 1965, 455 с.

- Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрвашян Р.Т., Карапетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1968, N1-2, с. 6-39.
- Генштафт Ю.С., Юханиян А.К., Вегуни А.Т., Салтыковский А.Я., Геворкян Р.Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья в кайнозой. Геотектоника, 1985, N2, с. 67-75.
- Генштафт Ю.С., Юханиян А.К., Геворкян Р.Г. Ксенолиты и мегакристы в лавах Гегамского нагорья (Армения). В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: Наука, 1982, с. 6-38.
- Гукасян Ю.Г. Оливины из основных лав Арагацкого вулканического комплекса. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, N1, с. 22-29.
- Гукасян Ю.Г. Петрохимия верхнеплиоцен-четвертичных вулканических образований Арагацкого вулканического массива. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985¹, N2, с. 28-36.
- Гукасян Ю.Г. Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. канд. дисс., Тбилиси: Изд. АН ГССР, 1985², 25с.
- Гуренко А.А., Соболев А.В., Кононкова Н.Н. Щелочные рифтогенные базальты Исландии: новые данные по петрологии. Геохимия, 1991, N9, с. 1262-1275.
- Джрвашян Д.С. К методике определения поправки на термоградиент при замерах температур гомогенизации расплавных включений. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1983, с. 75-82.
- Джрвашян Д.С. Петрогенетические особенности формирования известково-щелочной серии вулкана Арагац (Армянская ССР). *Geologia Carpathica*, 1987, 38, N 2, p. 249-256.
- Джрвашян Д.С., Данишевский Л.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н., Ромашова Т.В. Петрология лав вулкана Арагац (Армения). Геохимия, 1991, N 6, с. 862-874.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термоварогеохимия. М.: Недра, 1979, 279с.
- Заварицкий А.Н. Игнимбиты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, N3, с. 3-18.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 311с.
- Йодер Г.С., Тилли К.Е. Происхождение базальтовых магм. Л.: Недра, 1965, 247 с.
- Иванов В.Г., Самойлов В.С. К геохимии внутриконтинентального рифтогенного магматизма. В кн.: Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987, с. 13-19.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовой магмы в приповерхностных очагах. Москва: Наука, 1990, 340 с.
- Казьмин В.Г., Сворщикова Н.М., Рикун Л.Э., Зоненшайн Л.И., Булен Ж., Книппер А.Л. Вулканические пояса-индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии. В кн.: История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии им. Ширшова, 1987, с. 58-74.
- Карапетян К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1969, N3, с. 3-14.
- Карапетян К.И. Некоторые черты истории развития миоплиоценового вулканизма на территории Армянской ССР. В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV, Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 446-471.

- Карапетян К.И. Вулканы Гегамского нагорья. В кн.: Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1973, с. 5-62.
- Карапетян К.И. Новейшие магматические формации Армении. В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973, с. 118-122.
- Карапетян К.И. О игнимбритовой природе арктик-туфа ("туфолавы арктического типа"). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985¹, N5, с. 38-44.
- Карапетян К.И. О пирокластическом происхождении "туфолов" Армянской ССР. В кн.: Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 1. Петропавловск – Камчатский: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1985², с.89-90.
- Карапетян К.И. Остывшие единицы Арагацского типа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1988, N4, с. 43-48.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981, 160 с.
- Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982, 414с.
- Красов Н.Ф., Осоргин Н.Ю., Чупина Л.Ю., Шешегов Ф.Н. Установка для исследований включений в темнокристаллических минералах при высоких температурах. В кн.: Генетическая минералогия по включениям в минералах. Новосибирск: Наука, 1973, с. 23-28.
- Кронидов Н.И. Структура вершинной части палеовулкана Арагац, по данным аэромагнитной съемки. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, N3, с. 82-85.
- Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. и др. Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом. Заводская лаборатория, 1974, т. 40, N6, с. 657-661.
- Леведев П.И. Вулкан Алагез и его лавы. В кн.: Алагез-потухший вулкан Армянского нагорья. Л.: Изд. АН СССР и Упр. Водн. Хоз-ва Арм. ССР, 1931, т.1, с. 115-357.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниерева, 1980, 162с.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980, 247с.
- Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981, 183с.
- Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, т.6, 438с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975, 232с.
- Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.П., Мещеряков В.Б. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1975, N6, с. 52-69.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г. Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981, N4, с.28-48.
- Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М.: Наука, 1980, 189с.
- Милановский Е.Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Автореферат докт. дисс. М.: 1965, 55 с.

- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973, 279с.
- Мириджанян Г.Г. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1979, N5, с. 58-63.
- Михайлов М.Ю., Шацкий В.С. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры. В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1975, с. 109-110.
- Мурадян К.М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР. В кн.: Проблемы плевулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Тезисы докл. V Всесоюзного палеовулкан, симпозиума, ч.1. Киев: Наукова думка, 1981, с. 122-123.
- Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий. М.: Наука, 1978, 177с.
- Оганесян Ш.С., Оганесян Л.Б. Основные черты строения г. Арагац по гравиметрическим данным. В кн.: Некоторые вопросы физики Земли. Тбилиси: Изд. АН ГССР, 1971, с.
- Паффенгольц К.Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолов Армении. Зап. ВМО, 1938, ч. XVIII, N3, с. 526-541.
- Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т. Арагац. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1964. 80с.
- Перчук Л.Л., Рязчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М.: Недра, 1976, 287 с.
- Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулкаников Кавказа и их происхождение. В кн.: Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987, с.143-231.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987, 558 с.
- Симонов В.А. Условия минералообразования в неограниченных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981, 169с.
- Соволов А.В., Соволов С.В. Теория, практика и петрологические применения методов исследования расплавных включений в минералах. В кн.: Термоварометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Тез. Докл. VII Всесоюз. совещ., ч.1, 1985, с. 113-114.
- Соволов А.В., Данкушевский Л.В., Дмитриев Л.В., Суцеская Н.М. Высокоглиноземистый магнезиальный толент-один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов. Геохимия, 1988, N10, с. 1522-1528.
- Соволов А.В. Петрология и геохимия глубинных ультраосновных магм на примере меймечитов севера Сибирской платформы. Дисс. на соискание уч. ст. канд. г.-м. наук, М., 1983.
- Теория и практика термоварогеохимии. М.: Наука, 1978, 275 с.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983, 223 с.
- Ханн В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, 1949, N5, с.29-49.
- Харазян Э.Х. Геология новейших вулканических образований СЗ части Армянской ССР. Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ереван, 1973, 331 с.
- Хендерсон П. Неорганическая геохимия. М.: Мир. 1985, 339 с.
- Цветков А.А. Островодужный магматизм по данным анализа SB диаграмм. Тихоокеанская геология, 1987, N4, с. 12-16.

- Цветков А.А., Мясников В.С., Щепочкина Н.И., Матвеева Н.А. О природе пластинчатых образований в титаномagnetитах. Изв. АН СССР, сер.геол., 1965, N2, с. 16-32.
- Чепуров А.И., Похиленко Н.П. Микротермокамера с инертной средой для высокотемпературных исследований включений в минералах. Геол. и геофиз., 1972, N6, с. 139-141.
- Чивухчян З.О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1985, 184 с.
- Чернышев И.В., Леведев В.А., Аракелянц М.М., Джрвациян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацского вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования. Докл. АН РФ, 2002, т.384, N1, с.95-102.
- Ширинян К.Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. Докл. АН Арм. ССР, 1957, т. XXIV, N2, с. 85-91.
- Ширинян К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1961, 160 с.
- Ширинян К.Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоцен-постплиоценового) вулканизма Армении. В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд. АН СССР, 1963, с. 200-211.
- Ширинян К.Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1967, N5-6, с. 42-54.
- Ширинян К.Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн.: Геология Армянской ССР, т.IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 477-494.
- Ширинян К.Г. О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973, с. 123-137.
- Ширинян К.Г. Условия образования туфов и туфолав Армении. В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 651-654.
- Ширинян К.Г., Бадалян М.С., Гукасян Ю.Г. Некоторые особенности магнитного поля Арагацкого вулканического нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981, N4, с. 59-73.
- Юханиян А.К. Физические свойства глубинных включений Гегамского нагорья (Армянская ССР) при высоких давлениях и температурах. В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982, с. 39-73.
- Briqueu L., Bougault H., Joron J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas, associated with subduction zones: petrogenetic implications. Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, v 68, p. 297-308.
- Carmichael I.S.E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rock and their associated ferromagnesian silicates. Contribs. Mineral. and Petrol., 1967, v. 1-4, N1, p...
- Drake M.J. Plagioclase-melt equilibria. Geochim. et Cosmoch. Acta, 1976, v. 40, p. 457-465.
- Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the cristal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe, Ca and Mn. Journ. Petr., 1983, v. 24, p. 256-265.

- Fudaly R.F.** Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. *Geochim et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, N9, p. 1063-1075.
- Gill G.B.** Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981, 390p.
- Glassley W.** Geochemistry and Tectonics of the Crescent Volcanic Rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974, v. 85, p. 785-794.
- Hezberg C.T.** Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evolution of some subsolidus phase relation involving pyroxenes in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, N7, p. 945-959.
- Helz R.T.** Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O}=5\text{kb}$. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.*, 1976, 17, p. 139-193.
- Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O.** The ferric-ferrous ratio in natural silicate liquids equilibrated in air. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1983, v.83, N 1/2, p. 136-140.
- Kretz R.** Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *Journ. Geol.*, 1963, v. 71, N6, p. 725-773.
- Kudo A.M., Weill D.F.** An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1970, v.25, p. 52-65.
- Kushiro I.** Incogruent melting of pure diopside. *Carnegie Inst. Wash. Y. Book*, 1973, v. 72, p.708-710.
- Maurel C., Maurel P.** Etude experimentale de l'equilibre dans les spinelles chromitieres et les liquides silicates basiques coexistence, at 1 atm. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 1982, v. 285, p.209-212.
- Myerz Y., Bugster H.P.** The system H-Si-O: oxygen buffer calibrations to ??????. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1983, v.82, N1, p. 75-90.
- Nicholls J.** The statistics of Pearce element diagrams and Chayes closure problem. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, v. 99, N1, 1988, p. 11-24.
- Nielsen R.L., Drake M.J.** Pyroxene-melt equilibria. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 1979, v. 43, p.1259-1272.
- Onuma N., Issiki N., Hirano M.** Sr/Ca-Ba/Ca systematics of quaternary volcanoes in Toshima, Udonejima, Nijima and Kozushima the Izu islands, Japan. *Geochem. Journ.*, v.16, 1982, p.
- Pearce J.A.** Statistical analyses of Major element patterns in basalts. *Journ. Petrol.*, v.17, N1, 1976, p.15-43.
- Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*, Wiley, Chichester, 1982, p.525-548.
- Pearce J.A., Bender J.F., Delong S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moozbath S., Mitchell J.G.** Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 1990, N44, p. 189-229.
- Pearce J.A., Cann I.R.** Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v.19, N2, 1973, p.290-300.
- Pearce J.A., Norry M.J.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rock. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1979, v. 69, N1, p.33-47.
- Pearce T.N.** Chemical variations in the Palisade Sill. *Journ. of Petrol.*, v.99, N1, 1988, p.11-24.
- Pearce T.N., Gormen B.E., Birkett T.C.** The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rock. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v.36, N1, 1977, p.121-132.

- Peccetillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1976, v.58, N1, p.63-81.
- Roeder P.L., Emslie R.F.** Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1970, v.29, N4, p.
- Saxena S.K.** Distribution between coexisting olivine and pyroxene. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1969, v.22, N1, p.147-156.
- Sobolev A., Clocchiatti R., Dhamelicut...** Variations of the temperature, melt composition and water pressure during olivine crystallization in oceanic rock from Piton Fournaise (Reunion, eruption de 1966). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1983, v. 296, p. 275-280.
- Stormer J.C.** Calcium zoning in olivine and its relationship to silic activity and pressure. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1973, v. 37, N8, p.1815-1823.
- Willie P.J. (ed.)** Ultramafic and Related Rock. Wiley, New York, 1967, 342p.

SUMMARY

Petrogenesis of the basalt-andesite-dacite-rhyolitic associations and, primarily, of the andesites, as their most common component, is one of the most urgent and at the same time debatable problems of the modern petrology. This problem is of relevance for the Caucasus as a whole, a region, where formation of andesite continued throughout the Meso-Cenozoic epoch, mostly over its Late Pliocene-Quaternary history. A typical example is the basalt-andesite-dacitic association of the Aragats Volcano (4,090 m high) that formed at the stage of collisional development of the Lesser Caucasus.

The results of complex studies of the basaltic-andesite-dacitic association of lava on the Aragats Volcano enabled collecting versatile evidence that served the basis for elaboration of a petrogenetical model of their formation.

The petrographic and mineralogical investigations established a broad variety of structural and textural rock characteristics indicating highest contents of impregnated minerals in the andesites. Variations of chemical compositions of the same impregnated minerals from different rocks of the series correspond to different, shifted evolutionary trends. Within compatible intervals of index values, magnesiarity (Px) and chromium (Sp) rates, and contents of forsterite mineral (Ol) differ in the same minerals of the basic and neutral composition lava; meaningful divergences by the contents of SiO_2 (CPx), Al_2O_3 , Fe_2O_3 (Sp), CaO (Ol, Px) and NiO (Ol) are also established.

The chemical and optical heterogeneity of plagioclases, as well as dependence of the plagioclase zoning on the composition of rocks, is clearly manifested as predominant direct zoning in basalts and basaltic andesites and as inverse zoning in the andesite-dacites and dacites, but almost equivalent proportions of both zoning types observed in the andesites.

The features of the oxide phases (chrome-spinellide, titanomagnetite) characteristic for the transition from basalts to andesite-basalts, such as considerable reduction of $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ratio in the chrome-spinellide of andesite-basalts within intervals of equivalent evolutionary indices of basaltic chrome-spinellides, higher starting sub-solidus temperature of transformations of the *Fe-Ti* oxide phases in andesite-

basalts as compared to the same parameters of basalts, bear evidence of a high-gradient increase of the magma system oxidation potential.

In terms of general petrochemistry, the entire series of rocks is characterized by highly potassium-type chemism. By the total alkalinity, the basalts are related to the sub-alkaline series, and andesites and dacites belong to a transitional diversity verging towards normal alkalinity rocks. On the variation diagrams, the trends of basic and medium acidity members of the Aragats series are not mutually complementary in general; the most sizable offset is noticed between the basalts and andesite-basalts.

The pattern of rare earth elements within the sequence from basalts to dacites records consecutive reduction of their concentrations, and of the europium minimum amplitude, along with increase of strontium contents in the same sequence, which does not fit into the single evolutionary trend that would correspond to the model of crystallization differentiation.

Important evidence is collected by the study of primary magma inclusions (melt, crystalline, fluidal, and combined) in the olivine impregnations. Generally, the melt inclusions, prevailing over all other inclusion types, are partly de-crystallized; olivine, clinopyroxene, plagioclase, apatite, spinellide, and magnetite are identified among the imprisoned minerals. As the crystalline inclusions in the olivine involve clinopyroxene, plagioclase, apatite, and oxide minerals (spinellide, and also, in later minerals, magnetite), it is possible to state cotectic co-crystallization of the $Ol+Pl+CPx+Ap+Sp$ (Mt) association. The P-T conditions in the system that were present at the stage of crystallization of the olivine impregnations, as attested by the experimental study of magma fusions they contain, correspond to 1120-1175°C and 4.4-4.8 kb, respectively.

The analysis of the "*temperature-melt content*" correlation attests that the melts of basaltic and andesite-basaltic compositions are not complementary and consistent with a single evolutionary trend; within compatible intervals of crystallization temperatures, these melts show drastically different contents of certain oxides, primarily of the silica content.

The entire set of obtained petrographic, petrochemical, geochemical and mineralogical data suggests that simple model of crystallization differentiation is not capable of producing a satisfactory explanation of the integrity of established features of the Aragats lava.

Currently, a combined model of their formation, assuming contamination of the initial mantle basalt melt with the silicic melt, in other words, the one suggesting mechanism of mixing between two independent (basaltic and silicic) magma systems, seems to be best-reasoned and most uncontroversial.

Based on the existing approximated theoretical models of mantle magma generation, and considering the compositions of the Aragats melts determined by the study of melt inclusions, the P-T settings of initial mantle melt formation would correspond to temperatures of 1250-1400°C, pressure of 15 to 25 kb, and melting rate of 10-20%. Certainly, details of the type and conditions of melting in the mantle source should be determined by additional targeted investigations.

The mechanism of crystallization differentiation appeared determinative and contributed to expanded range of variation of the compositions just within individual groups of rocks and melts, related to the same nomenclature type (basalts, andesite-basalts, etc.)

The preliminary comparative analysis of the chemistry of the most recent volcanic rocks existing in different provinces of the Armenian Highland (Moush, Nemrout, Tendurek, parts of Vardenis and Syunik) attests to their sub-alkaline composition. In general, the Lesser Caucasian basalts as compared to the Eastern Anatolian diversities display a shift toward ranges rich on alkali and silica.

The non-complementarity of the trends of basic and medium composition lava in Aragats, Gegham, Akhalkalak, Kars, Ararat, Sipan and Bingyol provide evidence in support of the combined mechanism of the magma system evolution (crystallization differentiation coupled with contamination in the broad sense of meaning).

In contrast to Aragats, the evolution of basic and medium-composition melts of the most alkaline volcanoes (Moush, Nemrout, Tendurek, Vardenis and Syunik) proceeded with greater or lesser predominance of the crystalline differentiation mechanism and subordinate contribution from the contamination.



Академия наук СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ

**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ**

109017 Москва, Старомонетный пер., 35. Для телеграмм: Москва Ж-17, ИГЕМ
Тел.: 231-45-79 (канц.). Бюдж. сч. 89112913 в Октябрьском отделении Госбанка

Л.Р. Ос. Р.Р. № 13104 *1/2143*

Директору Геологического Институ-
та АН Арм.ССР
академику Асланяну А.Т.

На № _____

Глубокоуважаемый Ашот Тигранович!

Институт обращается к Вам с просьбой передать в ИГЕМ
экземпляр рабочих чертежей микротермостолика для изучения
расплавных микровключений, сконструированного сотрудником
Вашего института Д.Джербашяном. Данная разработка Вашего
института будет использована в работе лабораторий Института.
Соответствующая справка о внедрении будет выслана в Ваш
адрес.

Директор Института
академик

Ф.В. Чухров

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА
И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В. И. ВЕРНАДСКОГО

117975, ГСП-1, Москва В-334, улица Косыгина, дом 19.
Для телеграмм: Москва, В-334, ГЕОХИ.
Телетайп: 111141 КАРСТ
Тел. 137-14-84.

13 июля 1988 г. № 3410-01-5311

На № _____

Директору ИГН АН Арм.ССР
чл.-корр. АН Арм.ССР
А.Т.Асланяну

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского АН СССР просит представить чертежи и описание технологии сборки разработанной в Вашем Институте высокотемпературной микропечи для оптических исследований. Предполагается внедрение микропечи в лаборатории геохимии магматических и метаморфических пород.

Зам. директора Института
проф.



Ю.А.Шуколюков

ОГЛАВЛЕНИЕ

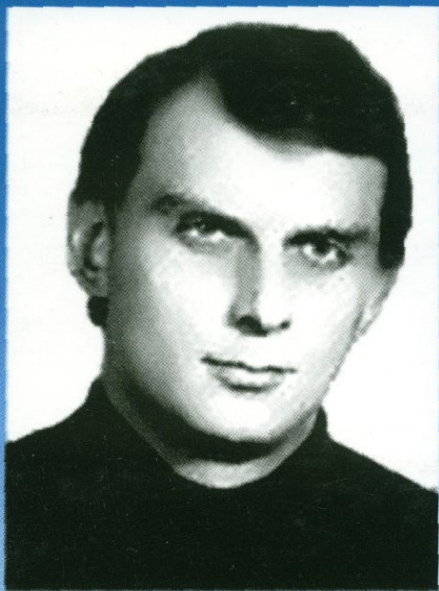
От редактора	5
Введение	7
Глава 1. Геологическое строение Арагацкого вулканического комплекса (краткий обзор литературных данных)	9
Глава 2. Методы исследования	17
2.1 Методы определения вещественного состава.....	17
2.2 Методика исследования магматических включений	19
2.3 Аппаратура	22
Глава 3. Вещественный состав вулканитов	28
3.1 Краткая петрографическая характеристика	28
3.2 Петрохимия	30
3.3 Геохимия	36
3.4 Минералогия	40
3.5 Выводы	57
Глава 4. Магматические включения во вкрапленниках оливина	58
4.1 Разновидности магматических включений	59
4.2 Термометрия расплавных включений.....	61
4.3 Флюидные включения	67
4.4 Выводы	68
Глава 5. Петрология арагацкой вулканической серии (обсуждение результатов)	69
5.1 Механизмы эволюции арагацких расплавов	69
5.2 Особенности происхождения арагацких базальтов и их место в ряду новейших вулканитов основного состава Малого Кавказа и восточной части Армянского нагорья	100
Заключение	115
Литература	118
SUMMARY	125
Приложения	128

ДАВИД СТЕПАНОВИЧ ДЖЕРБАШЯН

ПЕТРОЛОГИЯ ЛАВ ВУЛКАНА АРАГАЦ

Сдано в набор 15.11.2009. Подписано к печати
Формат 70 x 108 $\frac{1}{16}$: Бумага № 1.
Печ. л. 8.
Цена договорная.

Издательство "Гитутюн" НАН РА,
Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24 г.



Джербашян Давид Степанович
(24.04.1954 — 26.02.1996) — известный специалист в области петрологии новейшего вулканизма Армении.

Д. С. Джербашян провел детальное, комплексное изучение лав вулкана Арагац и предложил новую, аргументированную петрологическую модель их формирования. Сконструировал и изготовил высокотемпературную нагревательную установку для оптико - термометрических исследований (авторское свидетельство СССР № 1447252), в частности, расплавных включений, отличающуюся от ранее известных аналогичных установок рядом существенных преимуществ. Неожиданная кончина Д.С.Джербашяна не позволила ему в свое время представить в законченном виде результаты своих работ.

Д. С. Джербашян поддерживал тесные творческие связи с соответствующими специалистами Москвы, Новосибирска, Киева, участвовал с докладами на Международных и Всесоюзных совещаниях. Все, с кем он общался, подчеркивали его высокий профессионализм, исключительную скромность и доброжелательность.

Д.С.Джербашян был человеком разносторонних интересов. Он хорошо рисовал, писал стихи, прекрасно играл на различных инструментах, а его работы из природного камня и драгоценных металлов входили в постоянную экспозицию Государственного музея народного творчества Армении.

Представленная монография является итогом научной деятельности Д. С. Джербашяна и данью его светлой памяти.